

Titre: Modélisation d'équilibre de phase prédictive des faciès d'altération
associés aux gîtes à oxydes de fer-cuivre-or dans les terrains de
hauts grades métamorphiques

Auteur: Pierre-Henri Trapy
Author:

Date: 2018

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Trapy, P.-H. (2018). Modélisation d'équilibre de phase prédictive des faciès
d'altération associés aux gîtes à oxydes de fer-cuivre-or dans les terrains de
hauts grades métamorphiques [Master's thesis, École Polytechnique de Montréal].
PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/3128/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/3128/>
PolyPublie URL:

**Directeurs de
recherche:** Félix Gervais, & Louise Corriveau
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

MODÉLISATION D'ÉQUILIBRE DE PHASE PRÉDICTIVE DES FACIÈS
D'ALTÉRATION ASSOCIÉS AUX GÎTES À OXYDES DE FER-CUIVRE-OR DANS LES
TERRAINS DE HAUTS GRADES MÉTAMORPHIQUES

PIERRE-HENRI TRAPY

DÉPARTEMENT DE GÉNIE CIVIL, GÉOLOGIQUE ET MINIER
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE MINÉRAL)

Avril 2018

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

MODÉLISATION D'ÉQUILIBRE DE PHASE PRÉDICTIVE DES FACIÈS D'ALTÉRATION
ASSOCIÉS AUX GÎTES À OXYDES DE FER-CUIVRE OR DANS LES TERRAINS
DE HAUTS GRADES MÉTAMORPHIQUES

présenté par : TRAPY Pierre-Henri

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. BAUDRON Paul, Ph. D., président

M. GERVAIS Félix, Ph. D., membre et directeur de recherche

Mme CORRIVEAU Louise, Ph. D., membre et codirectrice de recherche

M. PERREAULT Serge, Ph. D., membre externe

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur et ma codirectrice de mémoire, Félix Gervais et Louise Corriveau, pour leur apport à ce mémoire, leur implication et leur bienveillance. Je voudrais aussi remercier Abdelali Moukhsil, codirecteur de mémoire et représentant du MERN, pour ses communications précieuses sur l'avancée des travaux de géocartographie du secteur de Parent.

Ce projet de maîtrise était mené en collaboration avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec et le programme de l'Initiative géoscientifique ciblée de la Commission géologique du Canada (Ressources naturelles Canada) dans le cadre de leurs recherches effectuées sur la Province de Grenville et les systèmes à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et leurs gîtes à oxydes de fer cuivre-or.

RÉSUMÉ

Les altérations hydrothermales liées à la mise en place de gisements à oxydes de fer cuivre-or (IOCG) sont variées, intenses et séquencées. Leurs ampleurs et leurs associations systématiques avec différentes minéralisations polymétalliques rendent leur reconnaissance d'une importance primordiale pour la découverte des gisements. Les compositions chimiques des roches altérées cessent de dépendre de la composition initiale des protolithes, et l'utilisation des méthodes de modélisation d'équilibre de phases, comme les sections de diagrammes de phase isochimique (« pseudosection ») et les diagrammes chémographiques, permettent la prédiction des paragenèses types de ces faciès d'altération une fois métamorphisés à haut grade.

Cette étude expose les résultats de modélisation de 20 faciès d'altération potassique et des altérations potassium-fer au faciès des amphibolites et granulites, ainsi que ceux de 16 faciès d'altération sodiques intenses avec et sans superposition d'une altération calcium-fer, aux faciès des amphibolites. Les faciès d'altération Na (\pm Ca-Fe) et Na se forment à la racine des systèmes hydrothermaux et les formes les plus intenses se trouvent le long de failles d'extension régionales et d'amplitudes crustales, ainsi que dans les zones de contacts au toit d'intrusions subvolcaniques. Au faciès des amphibolites, les faciès d'altération Na (\pm Ca-Fe) et Na d'ampleurs régionales et surimposées par un type d'altération Ca-Fe de HT, seraient composés essentiellement de plagioclase-clinopyroxène-biotite-muscovite et de proportions mineures de grenat, quartz, magnétite, et titanite au faciès des amphibolites. Les faciès d'altération K-Fe typiquement porteurs des minéralisations des gisements IOCG à magnétite présenteraient des paragenèses à feldspath potassique-quartz-biotite-muscovite-grenat et en minéraux mineurs de magnétite-clinopyroxène au faciès des amphibolites et à feldspath potassique -liquide anatectique-quartz-plagioclase et en minéraux mineurs de magnétite-clinopyroxène-aluminosilicate-orthopyroxène. Le faciès d'altération K-Fe de BT surimposés à des faciès d'altération K-Fe de HT est typiquement porteur des minéralisations de type IOCG à hématite (p.ex. Olympic Dam). Après superposition d'un métamorphisme de haut grade, la superposition d'altération K-Fe de BT à des faciès d'altération K-Fe de HT ne serait pas marquée par des modifications évidentes de paragenèses métamorphiques, à part que l'hématite remplacerait entièrement la magnétite et qu'il y aurait raréfaction de la biotite (paragenèses à feldspath potassique-quartz-muscovite-biotite-hématite et

grenat au faciès des amphibolites et à feldspath potassique-liquide anatectique-quartz-plagioclase-hématite-et biotite-grenat au faciès des granulites). Les faciès d'altération métamorphisés de trois districts de type IOCG ou affiliés de la Province de Grenville sont décrits afin de mettre en perspective les paragenèses prédites, soit : le Complexe gneissique de Bondy au sein de la Ceinture métasédimentaire centrale, le district de Lyon Mountain au sein des Adirondacks et le district de Manitou incluant le gîte de terres rares de Kwyjibo et le prospect du lac Marmont. Ces districts présentent des géologies très complexes où se sont surimposés une ou plusieurs phases de déformation, de plutonisme et de métamorphisme de haut grade et de nombreux gneiss ont des protolithes toujours incertains. Les modélisations corroborent certaines des ressemblances avec des types de gneiss conventionnels notés dans les études de terrain, tels les orthogneiss anorthosiques et mafiques. Les orthogneiss felsiques riches en feldspaths alcalins comme des syénites alcalines, des syénites, des granites alcalins et des granites et des paragneiss.

ABSTRACT

Identification of alteration facies is an important factor for Iron Oxide Copper-Gold deposit (IOCG) exploration because they show a typical regional and deposit-scale zoning and have predictable polymetallic mineralization associations. The high intensity of IOCG alteration often lead to complete transformation of precursor rocks, thus altered rock geochemical signatures are no longer controlled by protolith composition. After a regional metamorphism overprint episode, IOCG alteration facies could present a typical metamorphic parageneses that could be predicted by phase equilibria modelling using the Gibbs energy minimization methods.

The present study shows equilibria modelling calculations of 20 potassic and potassic-iron alteration facies ($K\pm Fe$) at granulite and amphibolite metamorphic facies, and 16 sodic alteration facies (Na alteration), overprinted or not by calcic-iron alteration facies ($Na \pm Ca-Fe$), at amphibolites metamorphic conditions. $Na \pm Ca-Fe$ and Na alteration facies develop at the roots of IOCG alteration systems and are particularly intense along major crustal fault zones and at the roof of subvolcanic intrusions. Our results show that $Na (\pm Ca-Fe)$ and Na alteration parageneses would essentially consist of plagioclase-clinopyroxene-biotite-muscovite with minor proportion of garnet, quartz, magnetite, and titanite at amphibolite facies. The K-Fe de HT alteration facies, which typically host mineralization of “magnetite-group” IOCG deposits, would comprise K-feldspar-quartz-biotite-muscovite-garnet and minor magnetite-clinopyroxene at amphibolite metamorphic facies, and consist of K-feldspar-anatectic liquid-quartz-plagioclase and minor magnetite-clinopyroxene-aluminosilicate-orthopyroxene at granulite facies. The K-Fe de BT alteration facies classically overprint K-Fe de HT alteration facies and can be the host of “hematite-group” IOCG mineralization (i.e. Olympic Dam deposit). In this case, we found no major differences between K-Fe de HT and K-Fe de BT overprint parageneses except that hematite would entirely replace magnetite and that biotite contents may be lowered, thus consisting of K-feldspar-quartz-muscovite-biotite-hematite and minor garnet at amphibolite facies and K-feldspar-anatectic liquid-quartz-plagioclase-hematite and minor biotite-garnet at granulite facies.

Metamorphosed alteration facies of three IOCG deposit districts in the Grenville Province (Quebec, Canada and New York State, USA) were examined with the aim of studying predicted parageneses : Bondy gneiss complex in the Central Metasedimentary Belt, Lyon Mountain in the Adirondack

Moutains, rare earth element deposit of Kwyjibo and Lac Marmont prospect sites in the Manitou district. Because of their long geologic histories composed of several deformation, high grade metamorphic, and magmatic intrusion events, many gneiss of these districts have ambiguous protoliths. Modelling results support resemblance of metamorphosed altered rocks with usual gneiss such as anorthositic, mafic and potassic feldspar rich felsic orthogneiss as alkali feldspar syenite, syenite, syeno granite, granite and paragneiss.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ.....	IV
ABSTRACT	VI
TABLE DES MATIÈRES	VIII
LISTE DES TABLEAUX.....	X
LISTE DES FIGURES.....	XII
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XXIII
LISTE DES ANNEXES.....	XXVII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 2 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	5
2.1 Modélisation d'équilibre de phase	5
2.1.1 Origine et brève explication de la méthode.....	5
2.1.2 Étude des roches métasomatiques métamorphisées et ajustements à la méthode.....	6
2.2 Les systèmes hydrothermaux à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques	8
2.2.1 Contexte de formation.....	8
2.2.2 Répartition spatiale et temporelle des faciès d'altération et gîtes associés	9
2.2.3 Description des faciès d'altération	11
2.3 IOCG métamorphisé à haut grade	14
2.3.1 Province de Grenville et contexte de formation des systèmes IOAA	15
2.3.2 Gîtes des Adirondacks.....	16
2.3.3 District de Manitou.....	22
2.3.4 Complexe de Bondy	23

CHAPITRE 3	MÉTHODOLOGIE	30
CHAPITRE 4	MODÉLISATION D'ÉQUILIBRE DE PHASE DES FACIÈS D'ALTÉRATION ASSOCIÉS AUX SYSTÈMES IOAA	35
4.1	Faciès d'altération sodique.....	36
4.1.1	SDPI d'échantillons sélectionnés	37
4.1.2	Paragenèses principales au faciès des amphibolites.....	53
4.1.3	Tétraèdre CNASH (CaO-Na ₂ O-Al ₂ O ₃ -SiO ₂ -H ₂ O).....	61
4.2	Faciès d'altération potassique et potassique-fer et hématisation	64
4.2.1	SDPI d'échantillons sélectionnés	65
4.2.2	Paragenèses principales au faciès des amphibolites et des granulites.....	84
4.2.3	Tétraèdre KAFM (K ₂ O-Al ₂ O ₃ -FeO-MgO)	94
4.3	Effet de la fugacité d'oxygène.	98
CHAPITRE 5	DISCUSSION	107
5.1	Faciès d'altération d'ampleurs régionales.....	111
5.2	Faciès d'altération à l'échelle du gisement	113
CHAPITRE 6	CONCLUSION	119
BIBLIOGRAPHIE	121

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1: liste des principaux minéraux retrouvés dans les faciès d'altération IOAA (Montreuil, 2015).....	12
Tableau 3.1 : Comparaison de la proportion d'eau du protolithe (calculée grâce à la perte au feu) et la quantité totale d'eau prédite dans le système (minéraux et dans le liquide anatectique) si l'eau est maintenue en excès pour le calcul des SDPI aux conditions du faciès des amphibolites (en rouge : les proportions d'eau prédites dépassent celles de leurs protolithes; en vert : les proportions d'eau prédites sont inférieures ou égales à celles de leurs protolithes).	32
Tableau 3.2: récapitulatif des modèles de solutions solides utilisés pour l'ensemble des calculs d'équilibre de phase effectués. Comparaison avec des études de formations de fer (Zeh et al., 2005; Couëslan et al., 2011). A. minéraux dont les modèles de solutions solides ont été sélectionnés pour leurs efficacités à reproduire les résultats d'expériences de fusion partielle (Stevens et al. (1997), Patiño Douce et Johnston (1991, 1993), Vielzeuf et Montel (1994), Patiño Douce et Harris (1998) B. minéraux dont les modèles de solutions solides ont été choisis parmi les modèles utilisés par Zeh et al. (2005) et Couëslan et al. (2011).	34
Tableau 5.1: récapitulatif des paragenèses au faciès des amphibolites (600°C, 700 MPa) et critère de reconnaissance par rapport à des protolithes métamorphiques usuels (paragneiss et orthogneiss). Les minéraux en gras apparaissent dans plus de 50% des échantillons et les critères de reconnaissance en gras sont ceux s'appliquant à l'ensemble des échantillons. Critères de distinction : > mode excessif ou < inférieur, - absence, ou + présence anormale par rapport aux protolithes usuels).	109
Tableau 5.2: récapitulatif des paragenèses au faciès des granulites (800°C, 700 MPa) et critère de reconnaissance par rapport à des protolithes métamorphiques usuels (paragneiss et orthogneiss). Les minéraux en gras apparaissent dans plus de 50% des échantillons et les critères de reconnaissance en gras sont ceux s'appliquant à l'ensemble des échantillons. Critères de distinction : > mode excessif ou < inférieur, - absence, ou + présence anormale par rapport aux protolithes usuels).	110

Tableau 5.3 : comparaison des compositions (% mol) des faciès de la ZMGO les plus riches en grenat modélisés au faciès des granulites et des grenatites du complexe de Bondy (Corriveau, 2013).....	118
Tableau 6.1: Composition des faciès d'altération sodique du Grand Lac de l'Ours utilisé dans cette étude (mol %) (protolithe : SB = Southern Breccia, CB = Carbonate Mountain, EBG = Echo Bay Gossan, And = Andesite, Por = Porphyry, Rhy = Rhyolite, Gran = Granitic, Sed = Sedimentary, Unk = Unknown, Vol = Volcanic LG = LaBine Group)	141
Tableau 6.2: Composition des faciès d'altération potassique du Grand Lac de l'Ours utilisé dans cette étude (mol %) (SB = Southern Breccia, CB = Carbonate Mountain, EBG = Echo Bay Gossan, And = Andesite, Por = Porphyry, Rhy = Rhyolite, Gran = Granitic, Sed = Sedimentary, Unk = Unknown, Vol = Volcanic LG = LaBine Group)	143

LISTE DES FIGURES

- Figure 2.1: diagramme schématique illustrant l'évolution métasomatique des faciès d'altération et des types de minéralisation IOAA (Corriveau et al., 2016; figure tirée de Montreuil, 2015 et modifiée de Corriveau et al., 2010a). 10
- Figure 2.2: diagramme discriminant « AIOCG » des faciès d'altération associés aux systèmes IOAA de Montreuil et al. (2013). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013). 11
- Figure 2.3: A. carte des subdivisions tectoniques (Rivers, 2008), des minéralisations de type IOCG de la Province de Grenville (Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007b). B. section P–T du paroxysme du métamorphisme de la Ceinture Parautochtone et du métamorphisme de l'Outaouais de la Ceinture Allochtone (Boggs et Corriveau, 2004; Rivers, 2008; Trapy et al., 2015). Les ellipses jaunes et violettes représentent le paroxysme du métamorphisme de la Ceinture Parautochtone, les oranges et vertes indiquent le paroxysme du métamorphisme de la Ceinture Allochtone. 18
- Figure 2.4: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les faciès d'altération et orthogneiss typiques des gîtes de Lyon Mountain (Whitney et Olmsted, 1988; Foose et McLelland, 1995; McLelland et al., 2002; Valley, 2010). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013). 20
- Figure 2.5: **A.** carte géologique de la zone d'Au Sable Forks (Whitney et Olmsted, 1988). **B.** diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les échantillons de Whitney et Olmsted (1988) et Seifert et al. (2010). A et C : granite de type A; B : composition

d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).

.....21

Figure 2.6: **A.** carte géologique du gisement de Kwyjibo (Perreault et Lafrance, 2015). **B.** diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les faciès d'altération et orthogneiss typiques des gîtes de Kwyjibo (Gauthier et al., 2004; Clark et al., 200; Magrina et al., 2005). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).25

Figure 2.7: carte géologique du Complexe de Bondy (Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017) et les unités colorées sont les faciès d'altération métamorphisés décrites dans le texte (les couleurs correspondent à celles utilisées sur la Figure 2.8).28

Figure 2.8: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les faciès d'altération, orthogneiss et paragneiss du Complexe gneissique de Bondy (Blein et al., 2003, 2004, 2016; Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).29

Figure 4.1: photographie de tranche de roches des échantillons de faciès d'altération Na utilisés dans cette étude. **A.** 10-CQA-1375A02, tuf andésitique fortement albitisé et localement hématisé, teintée par coloration au cobaltinitrate à gauche et non colorée à droite; **B.** CQA-05-0113C, faciès Na-Ca-Fe HT non coloré en haut, teinté par coloration au cobaltinitrate en bas. **C.** CQA-06-0330A et **D.** CQA-05-0208B, albitites teintées par coloration au

cobaltinitrate; **E.** 10-CQA-1643A02, faciès Na non coloré à gauche, teinté par coloration au cobaltinitrate en bas; **F.** CQA-05-0206F, albitite pseudo-pegmatitique à amphibole interstitielle localement remplacée par de l'altération K donnant lieu à un faciès Na-Ca-Fe/K.38

Figure 4.2: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) (voir légende complète Figure 2.2) présentant les faciès d'altération à forte composante sodique utilisés pour les calculs d'équilibre de phase.39

Figure 4.3: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (10-CQA-1375A02, indice Terra, Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de paragenèse entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa (B). **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C (Anl : analcime, Crn : cancrinite, Gh : ghélénite, Lrn : larnite, Ves : vesuvianite; autres abréviations voir liste des sigles et abréviations p. 41)41

Figure 4.4: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na-Ca-Fe de HT (CQA-05-0113C de l'indice de Mag Hill au Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. (* feldspath alcalin sodique) **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.....44

Figure 4.5: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (CQA-06-0330A de l'indice de Mag Hill au Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.....45

Figure 4.6: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (CQA-05-0208B du district de Port Radium-Echo Bay, Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 800°C et 925°C.....47

Figure 4.7: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (10-CQA-1643A02 de l'indice Southern Breccia, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.....49

Figure 4.8: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na-Ca-Fe avec superposition de type K (CQA-05-0206F du district de Port Radium-Echo Bay, Grand lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.....52

Figure 4.9: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF. **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase.....55

Figure 4.10: diagramme de classification des gabbros de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase et de feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase et de feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF. **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase.57

Figure 4.11: modes des minéraux (>1 % vol.) des faciès d'altération sodique intense classés selon leurs assemblages minéralogiques au faciès des amphibolites (600°C, 700 MPa; les échantillons **en gras** ont leur SDPI présentée dans la partie précédente). **A.** clinopyroxène avec ou sans quartz; **B.** biotite sans quartz; **C.** feldspaths, biotites avec quartz; **D.** muscovite avec quartz; **E.** amphibole(s)).58

Figure 4.12: comparaison des compositions des échantillons de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours utilisés pour les SDPI et ayant une composante d'altération sodique. Pour plus de

clarté, les diagrammes à barres illustrent les différences entre les compositions de ces échantillons et une composition moyenne des échantillons albitisés présentés dans cette étude. Les différents diagrammes en barres sont classés selon leurs assemblages minéralogiques. **A.** clinopyroxène avec ou sans quartz; **B.** biotite sans quartz; **C.** feldspaths, biotite avec quartz; **D.** muscovite avec quartz; **E.** amphibole(s).59

Figure 4.13: composition des feldspaths dans les faciès d'altération à forte composante sodique au faciès des amphibolites à 500°C/700 MPa et à 600°C/700 MPa.60

Figure 4.14: le tétraèdre CNASH (sommet : CaO, Na₂O, Al₂O₃, SiO₂) est représentatif de la composition des roches calcosilicatées micacées (Spear, 1993). Les minéraux des roches qui sont indiqués sur la figure ont été calculés comme stables grâce au logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa. Les lignes de liaison entre ces différents minéraux permettent de définir des paragenèses à quatre minéraux. Les champs grisés représentent des tétraèdres ayant au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. le plagioclase : Ab–An). Les faciès d'altération sodique se trouvent dans les champs à Pl–Grt–Zo–Qz et à Ab–Grt–Wo–Qz, ce qui contraste considérablement avec les paragenèses obtenues par SDPI. * Cats : Ca-tschermarks pyroxène (CaAl₂SiO₆).62

Figure 4.15: diagramme chémographique permettant de reproduire le tétraèdre CNASH (Figure 4.14). Les minéraux des roches qui sont indiqués sur la figure ont été calculés comme stables grâce au logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa. Les champs grisés représentent des tétraèdres ayant au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. le plagioclase : Ab–An). Les minéraux ne correspondant pas à des espèces minéralogiques extrêmes sont indiqués par une de ses deux composantes extrêmes (Mg–Prl; Ab–An Cats–Jd) ainsi que du pourcentage de cette dernière précédée d'un sous-tiret. Les sous-tirets qui suivent les noms abrégés des minéraux indiquent qu'il ne s'agit pas d'espèces minéralogiques extrêmes, mais d'une solution solide située entre deux extrêmes. Le nombre correspond au pourcentage de la première.63

Figure 4.16: photographie de felsites potassiques teintées par coloration au cobaltinitrate utilisées dans ce rapport ; **A.** 09-CQA-0109C03 teinté par coloration au cobaltinitrate; **B.** 09-CQA-0142B02 teinté par coloration au cobaltinitrate et de faciès d'altération K-Fe et K-Fe riche en

fer : **C.** 09-CQA-1027A03; **D.** 10-CQA-0780A02; **E.** 10-CQA-0780E03; **F.** 10-CQA-0601C02 teinté par coloration au cobaltinitrate; **G.** 09-CQA-0039B03; **H.** 09-CQA-0056D03 teinté par coloration au cobaltinitrate; **I.** 09-CQA-0109D2 teinté par coloration au cobaltinitrate; **J.** 09-CQA-1159A03 teinté par coloration au cobaltinitrate en bas ; **K.** 10-CQA-0602C02; **J.** 10-CQA-0779B03.....67

Figure 4.17: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) (voir légende complète Figure 2.2) avec les faciès d'altération des felsites potassiques, K-Fe de HT et K-Fe de BT des systèmes IOAA de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours évoqués dans ce rapport.68

Figure 4.18: **A.** SDPI d'une rhyolite à phénocristaux de quartz avec altération potassique forte et généralisée (échantillon 09-CQA-0109C03; prospect de Brooke, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et à 1000 MPa. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées. Le modèle de fusion partielle de White et al. (2007) n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée comme étant en excès. Les diagrammes T-XO₂ n'ont pas pu être calculés pour les raisons évoquées dans la partie méthodologie.....70

Figure 4.19: **A.** SDPI d'une rhyolite à phénocristaux de quartz avec altération potassique forte du prospect de Brooke (échantillon 09-CQA-0109C03; zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des granulites; **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 1000°C à 700 MPa et à 1000 MPa. Les diagrammes T-XO₂ n'ont pas pu être calculés pour les raisons évoquées dans la partie méthodologie. ...71

Figure 4.20: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de HT (09-CQA-1027A03, gîte IOCG de Sue Dianne, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa à 550°C et 650° C. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées. Le modèle de fusion partielle de White et al. (2007)n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée comme étant en excès.74

Figure 4.21: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de HT (échantillon 09-CQA-1027A03, gîte IOCG de Sue Dianne , zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des granulites. **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 900°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 750°C et 850°C.....75

Figure 4.22: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de l'indice de Jackpot (échantillon 10-CQA-0780E03, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 700 et 1000°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées. Le modèle de fusion partielle de White et al. (2007) n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée comme étant en excès.....78

Figure 4.23: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de HT de l'indice de Jackpot (échantillon 10-CQA-0780E03, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des granulites. **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 900°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 750 MPa et 850°C à 700 MPa.....79

Figure 4.24: **A.** SDPI d'une brèche à altération K-Fe de HT riche en fer (10-CQA-0601C02) de l'indice de East Hottah au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées.....82

Figure 4.25: **A.** SDPI d'une brèche à altération K-Fe de HT riche en fer (10-CQA-0601C02) de l'indice de East Hottah au faciès des granulites. **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 900°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 750°C et 850°C.....83

Figure 4.26: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération K et K-Fe au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa). La position sur le

diagramme QAPF indique les proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase.87

Figure 4.27: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour : Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération K et K-Fe aux faciès des granulites (800°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que Figure 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.).88

Figure 4.28: modes des minéraux (>1 % vol.) des faciès d'altération K et K-Fe au faciès des amphibolites classés selon leurs assemblages de minéraux (600°C/700 MPa MPa; les échantillons **en gras** ont leur SDPI présentée dans la partie précédente). Les minéraux incluant le fer sont essentiellement les silicates, car le fer est entièrement sous la forme de fer ferreux. Les effets de la présence de fer ferrique (permettant la cristallisation de magnétite ou d'hématite) sont testés dans la sous-partie 4.2.3. **A.** Kfs-Bt-Grt± Qz ± Liq; **B.** Kfs-Qtz-Bt-Grt-Sil; **C.** Kfs-Cpx; **D.** Kfs-Opx-Cpx± Ol± Bt± Grt± Liq.90

Figure 4.29: modes des minéraux (>1 % vol.) des faciès d'altération K et K-Fe au faciès des granulites classés selon leurs assemblages de minéraux (800°C/700 MPa MPa; les échantillons **en gras** ont leur SDPI présentée dans la partie précédente). Les minéraux incluant le fer sont essentiellement les silicates, car le fer est entièrement sous la forme de fer ferreux.

Les effets de la présence de fer ferrique (permettant la cristallisation de magnétite ou d'hématite) sont testés dans la sous-partie 4.2.3. **A.** Kfs-Bt-Grt± Qz ± Liq; **B.** Kfs-Qtz-Bt-Grt-Sil; **C.** Kfs-Cpx; **D.** Kfs-Opx-Cpx± Ol± Bt± Grt± Liq.91

Figure 4.30: modes des principaux minéraux composant les faciès d'altération potassique au faciès des amphibolites. **A.** mode du feldspath potassique à 500°C/700 MPa en fonction des teneurs en K₂O (% mol). **B.** teneurs en K₂O en fonction des teneurs en Al₂O₃ de l'échantillon et mode de muscovite à 500°C/700 MPa. Le mode de la muscovite est proportionnel au volume des ronds. **C.** mode cumulé de la biotite et du grenat à 500°C/700 MPa en fonction des teneurs en FeO (% mol) des échantillons.92

Figure 4.31: comparaison des compositions des faciès d'altération K et K-Fe des systèmes IOAA de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours et utilisées pour les SDPI. Pour plus de clarté, les diagrammes à barres montrent les différences entre les compositions des échantillons et une composition moyenne des échantillons des faciès d'altération K et K-Fe. Les différents diagrammes à barres représentent les paragenèses types; **A.** Kfs-Bt-Grt± Qz ± Liq; **B.** Kfs-Qtz-Bt-Grt-Sil; **C.** Kfs-Cpx; **D.** Kfs-Opx-Cpx± Ol± Bt± Grt± Liq).93

Figure 4.32: le tétraèdre KAFM (sommet : A : [(Al₂O₃)-(K₂O)]/2; K : K₂O/2; F : FeO; M : MgO) permet de prédire les assemblages minéralogiques des métapélites (Spear, 1993), mais peut aussi être appliqué aux faciès d'altération hydrothermale. Les minéraux des roches qui sont portés sur la figure ont été établis comme stables au moyen du logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa (voir résultats bruts). Les lignes de liaisons entre ces différents minéraux permettent de définir des paragenèses à quatre minéraux. Les champs grisés représentent des tétraèdres avec au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. la biotite : Ann-Phl). Les minéraux ne correspondant pas à des espèces minéralogiques extrêmes sont indiqués par une de ses deux composantes extrêmes (Alm-Prp; Mu-FeCel; Ann-Phl; Fath-Cum; Dph-Clc; St-MgSt) ainsi que du pourcentage de cette dernière précédée d'un sous-tiret (FeCel : ferro-celadonite ; Fath : ferro-anthophyllite ; Dph : daphnite ; Clc : clinocllore ; Mg-St : magnesio-staurotide ; voir liste des sigles et abréviation).96

Figure 4.33: diagramme chémographique permettant de reproduire le tétraèdre KAFM (). Les minéraux des roches qui sont portés sur la figure ont été établis comme stables au moyen du

logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa. Les champs grisés représentent des tétraèdres avec au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. le plagioclase : Ann–Phl). Les minéraux ne correspondant pas à des espèces minéralogiques extrêmes sont indiqués par une de ses deux composantes extrêmes (Alm–Prp; Mu–FeCel; Ann–Phl; Fath–Cum; Dph–Clc; St–MgSt) ainsi que du pourcentage de cette dernière précédée d'un sous-tiret. (FeCel : ferro-celadonite ; Fath : ferro-anthophyllite ; Dph : daphnite ; Clc : clinocllore ; Mg-St : magnesio-staurotide ; voir liste des sigles et abréviation).97

Figure 4.34: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique et sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de la magnétite. **A.** proportion de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (mêmes classifications que , 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à Qz-Kfs-Pl (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.). 100

Figure 4.35: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique et sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de l'hématite **A.** proportion de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que , 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à Qz-Kfs-Pl (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.). 102

Figure 4.36: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique aux faciès des granulites (800°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de la magnétite. **A.** proportion de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que Figures 4.11, 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à

Qz-Kfs-Pl (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.). 103

Figure 4.37: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique aux faciès des granulites (800°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de l'hématite. **A.** proportion de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que Figures 4.11, 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.)..... 104

Figure 4.38: diagramme de classification des gabbros de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de la magnétite. **A.** proportion de plagioclase, pyroxène et hornblende selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses (même classification que Figures 4.11, 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à plagioclase-pyroxène- hornblende (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.). 105

Figure 4.39: diagramme de classification des gabbros de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de l'hématite. **A.** proportion de plagioclase, pyroxène et hornblende selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses (même classification que , 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à plagioclase-pyroxène- hornblende (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites quant à pour les proportions supérieures à 1% vol.)..... 106

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ABT	zone de chevauchement de l'Allochtone
BP	basse pression
BT	basse température
ÉTR	éléments de terres rares
HP	haute pression
HT	haute température
IOCG	gisement d'oxydes de fer à cuivre-or
IOAA	oxyde de fer et à altération à éléments alcalins et calciques
IOA	oxyde de fer-apatite
Liq	liquide anatectique
LMG	granite de Lyon Mountain
MERNQ	Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec
QAPF	quartz-feldspath alcalin-plagioclase-feldspathoïde
SDPI	sections de diagramme de phase isochimique
ZMGO	zone magmatique du Grand Lac de l'Ours

Abréviation des noms de minéraux (Whitney et Evans, 2010):

Ab	albite
Afs	feldspath alcalin
Alm	almandine
Als	aluminosilicate
Amp	amphibole

Anl	analcime
Adr	andradite
Ann	annite
An	anorthite
Ath	anthophyllite
Ap	apatite
Bt	biotite
Cal	calcite
Cb	carbonate
Chl	chlorite
Clc	clinochlore
Cpx	clinopyroxène
Crd	cordiérite
Crn	cancrinite
Cum	cummingtonite
Di	diopside
Dph	daphnite
Ep	épidote
Fa	fayalite
Fsp	feldspath
Fath	ferro-anthophyllite
FeCel	ferro-celadonite
Grt	grenat

Gh	géhénite
Hd	hédenbergite
Hem	hématite
Hbl	hornblende
Ilm	ilménite
Jd	jadéite
Kfs	feldspath potassique
Lct	leucite
Lrn	Larnite
Mag	magnétite
Mc	microcline
MgSt	magneso-staurotide
Ms	muscovite
Nph	néphéline
Ol	olivine
Oamp	orthoamphibole
Opx	orthopyroxène
Prg	pargasite
Pl	plagioclase
Prp	pyrope
Qz	quartz
Rdn	rhodonite
Rt	rutile

Scp	scapolite
Sil	sillimanite
St	staurotide
Stp	stilpnomélane
Spl	spinel
Ttn	titanite
Tur	tourmaline
Ves	vesuvianite
Wo	wollastonite
Zrn	zircon
Zo	zoïsite

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A – COMPOSITION DES FACIÈS D’ALTÉRATION NA.....	141
ANNEXE B – COMPOSITION DES FACIÈS D’ALTÉRATION NA SURIMPOSÉS (% MOL)	142
ANNEXE C – COMPOSITION DES FACIÈS D’ALTÉRATION K-FE (% MOL).....	143
ANNEXE D – COMPOSITION DES FACIÈS D’ALTÉRATION K-FE (% MOL) (2)	144

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

Les gîtes à oxyde fer cuivre-or (acronyme anglais : « IOCG »), les gîtes à oxydes de fer et apatite (acronyme anglais : « IOA ») et leurs gîtes affiliés au sein de systèmes hydrothermaux régionaux à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques (acronyme anglais : IOAA) représentent des cibles majeures d'exploration à travers le monde. Les contextes de formation les plus favorables sont ceux des marges, des zones de rifts et des bassins d'arrière-arcs continentaux précambriens, mais des gîtes importants sont aussi présents au Phanérozoïque tel que le gîte de Candelaria dans les Andes centrales (Hitzman et al., 1992; Corriveau et Mumin, 2010; Groves et al., 2010; Skirrow, 2010). Présentement tous les gîtes IOCG, IOA et affiliés connus sont très peu métamorphisés, seuls quelques prospects australiens et canadiens sont connus comme ayant subi un métamorphisme au faciès des granulites (Corriveau et Spry, 2014). Or quatre-vingt-sept pourcents des roches constituant les cratons précambriens présentent un épisode de haut grade métamorphique (62 % au faciès des amphibolites et 25% au faciès des granulites; Goodwin, 1996). Les gîtes IOCG et gîtes affiliés au sein de cratons précambriens sont donc susceptibles d'avoir subi une ou plusieurs phases de déformation et de métamorphisme régional orogénique. L'absence de gîtes et de gisements découverts peut s'expliquer par une sous-exploration des terrains de haut grade métamorphique et par le manque de méthode d'exploration adaptée à ces terrains (Corriveau et Clark, 2005; Corriveau et al., 2007b; Corriveau et Spry, 2014).

En Amérique du Nord, les gisements IOA (p.ex. Pilot Knob, Iron Mountain et Pea Ridge) et IOCG (Boss) de 1.48-1.46 Ga du sud-est du Missouri (Slack et al., 2014) ont été utilisés comme exemples classiques de ces types de gîtes dès les travaux phares de Hitzman et al. (1992). Ces gîtes sont localisés au sein du terrane de St. François, un secteur peu métamorphisé de la province des granites-rhyolites et dont le contexte d'arc continental se poursuit plus à l'est au sein de la Province de Grenville (terrane de Britt et de Pinware; cf. synthèse de McLelland et al., 2013). Ce contexte de marge continentale péricratonique de la Laurentie s'est poursuivi de manière intermittente sur plus de 200 millions d'années et a mené à la formation de plusieurs types de gîtes minéraux (Corriveau et al., 2007b). Plusieurs phases orogéniques s'y sont succédées, pinwarienne, elzevirienne, shawinigienne et grenvillienne (1090-980 Ma) (McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Gower et al., 2002) conduisant à des épisodes de métamorphisme de haut grade à chaque orogénie (Boggs et Corriveau, 2004; McLelland et al., 2013). La géométrie actuelle de la Province de

Grenville découle de la superposition de ces orogénies et de leurs divers épisodes d'effondrements gravitaires (Harris et al. 2001; Rivers, 2012; Rivers et al., 2012; McLelland et al., 2013). Une majorité des terranes sont à haut grade métamorphique. Malgré cet état de fait, la Province de Grenville compte à ce jour trois districts de type IOCG ou IOA métamorphisés : le complexe gneissique de Bondy au sein de la Ceinture métasédimentaire centrale, le district de Lyon Mountain au sein des Adirondacks et le district de Manitou incluant le gîte de terres rares de Kwyjibo et le prospect IOA du lac Marmont au sein de la ceinture centrale de gneiss (Clark et al., 2005, 2010; Corriveau et al., 2007b; Valley et al., 2009; Corriveau, 2013). Les IOCG métamorphisés font partie des ressources dites "non conventionnelles" qui, en particulier au Québec, ont un fort potentiel économique (Corriveau et al., 2007b; Laznicka, 2010; Corriveau et Spry, 2014). L'exploration des gîtes IOCG et IOA combine méthodes géologiques et géophysiques. De par la présence de volumes importants de magnétite et d'hématite au sein des gisements IOA et IOCG peu ou non métamorphisés et l'association des gisements IOCG à des zones d'altération combinant le potassium aux oxydes de fer (Williams, 2010a, b), l'exploration se base beaucoup sur les méthodes magnétiques, couplées à des méthodes gravimétriques ou spectrométriques tant à l'échelle régionale qu'à celle des gîtes (Smith, 2002; Kolb et Stensgaard, 2009; Baker, 2011; Austin et Foss, 2012; Clark, 2014). Les faciès d'altération encaissant ces types de gîtes représentent quant à eux des vecteurs géologiques efficaces vers certaines zones minéralisées (Corriveau et al., 2010b, 2016) tant par leurs attributs géologiques et géochimiques diagnostiques que par leurs évolutions régulières (Hitzman et al., 1992; Williams et al., 2005; Corriveau et al., 2010b, 2016; Mumin et al., 2010; Montreuil et al., 2016a, b, c). Toutefois certains faciès d'altération peuvent être confondus avec des roches usuelles telles des formations de fer sédimentaires, des agglomérats, des syénites, des rhyolites et même des anorthosites (Corriveau et al., 2007a; 2010b). Les zones minéralisées sont communément interprétées hors contextes comme des skarns, VMS, SEDEX ou autres types de gîtes (Corriveau et al., 2016, 2017). Ce type de confusion devient encore plus problématique une fois que les systèmes minéralisateurs sont métamorphisés à hauts grades. L'étude géochimique des faciès d'altération de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours (Territoires du Nord-Ouest, Canada), réalisée par Montreuil et al. (2013), montre que les faciès d'altération potassique et calcique ont des compositions qui s'apparentent respectivement aux roches ignées felsiques (riches en K, Al, Ba, Si, Rb, Zr, Ta, Nb et Th avec ou sans Fe) et mafiques (riches en Ca, Fe, Mn, Mg, Zn,

Ni et Co). À haut grade métamorphique, plusieurs gneiss dérivés de faciès d'altération sont donc susceptibles de ressembler à des gneiss felsiques ou mafiques. Ces roches acquièrent toutefois des proportions cationiques atypiques en termes de Na, Ca, K, Fe et Mg (Corriveau et al., 2016, 2017) ce qui se traduit suite au métamorphisme par des assemblages et des modes minéralogiques atypiques donc à des types de gneiss atypiques (Bonnet et Corriveau, 2007a, b; Corriveau et Spry, 2014). Les systèmes d'altération précoce peuvent aussi évoluer vers des conditions physico-chimiques typiques des systèmes épithermaux (Mumin et al., 2010; Kreiner et Barton, 2011; Corriveau et al., 2016). Les faciès d'altération à oxydes de fer et éléments alcalins et calciques peuvent alors être rétrogradés par de l'altération phyllique, argillique ou argillique avancée et injectés de veines de quartz ou de carbonates. Des carbonates sont aussi communs dans tous les types d'altération de basse température. Une fois métamorphisée aux faciès des amphibolites et des granulites, il est donc à prévoir que certains types d'altération puissent ressembler à des paragneiss, incluant des métapélites et des roches calcosilicatées (Corriveau et Spry, 2014). De plus la fusion partielle peut être largement inhibée par ces compositions inhabituelles, communément déficientes en Na, K ou Ca pour assurer une fusion partielle importante à des températures communes du métamorphisme régional de haut grade (Bonnet et Corriveau, 2007 a, b; Corriveau, 2013).

L'objectif de ces travaux de maîtrise est d'améliorer la (re)connaissance des faciès d'altération associés aux gîtes IOA et IOCG dans les terrains de hauts grades métamorphiques en modélisant les paragenèses métamorphiques anticipées de leurs faciès d'altération. Pour se faire, les travaux s'appuient sur les méthodes de calcul de phase appliquées aux compositions des faciès d'altération IOAA bien contraints et non métamorphisés de la zone magmatique du Grand lac de l'Ours (Hildbrand, 1986; Gandhi, 1994; Montreuil et al., 2013; Montreuil, 2015; Corriveau et al., 2016). Ces méthodes, et en particulier les sections de diagramme de phase isochimique (SDPI, communément nommé par le terme non rigoureux « pseudosection »), permettent de prédire le spectre des paragenèses qui pourraient être des faciès d'altération IOAA. L'amélioration constante de cet outil a par ailleurs suscité un intérêt naissant pour la compréhension des roches moins conventionnelles, telles les roches métagénétiques métamorphisées (p.ex. Franz et al., 2013). Les paragenèses modélisées sont par la suite comparées aux paragenèses des faciès d'altération associés aux principaux gîtes identifiés comme IOCG ou IOA de la Province de Grenville : le district de

Manitou (Kwyjibo, Lac Marmont, Québec, Canada), le Complexe de Bondy (Québec, Canada), et les indices de Lyon Mountain (Adirondacks, États-Unis).

CHAPITRE 2 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

2.1 Modélisation d'équilibre de phase

La modélisation d'équilibre de phase est abondamment exploitée en géosciences pour améliorer la compréhension des conditions physico-chimiques dans lesquelles se forment les paragenèses des roches métamorphiques et métagénétiques, ainsi que la compréhension du phénomène de fusion partielle et de la cristallisation des magmas (Spear, 1993). En particulier, la modélisation d'équilibre de phase est utilisée de façon presque routinière en pétrologie métamorphique, pour expliquer l'évolution des assemblages minéralogiques, et par là même comprendre l'évolution de la croûte profonde lors des orogénèses.

2.1.1 Origine et brève explication de la méthode

La modélisation de phase est basée sur la minimisation de l'énergie libre G (ou énergie libre de Gibbs; Gibbs, 1928). Différents logiciels dédiés à la modélisation de phase existent ("PerpleX", "Theriak Domino", "Thermocalc"; Powell et Holland, 1988; Connolly, 2005; de Capitani et Petrakakis, 2010). Ils utilisent des approches différentes, mais qui ont en commun d'exploiter la règle de phase de Gibbs, ainsi que l'approche géométrique de la méthode de Schreinemaker (Zen, 1966), qui conduisent à des diagrammes permettant d'illustrer et d'interpréter les résultats des calculs complexes d'équilibre de phase (voir détail des calculs dans Spear, 1993).

L'objectif des diagrammes issus des méthodes de minimisation de l'énergie de Gibbs, est de visualiser les principaux minéraux des paragenèses et les réactions métamorphiques qui les affectent. Pour ce faire, le système chimique utilisé doit être représentatif du système d'équilibrage de la roche. Dans le cas des faciès de hautes températures des granulites et des amphibolites lors d'un métamorphisme régional, l'équilibre thermodynamique est généralement atteint pour la grande majorité des volumes de roches, et cela sans changement de composition par rapport au protolithe (Vernon, 2004). Dans ce cas, l'hétérogénéité de composition est le principal paramètre à considérer pour échantillonner le système chimique d'équilibrage, cette hétérogénéité étant directement héritée du protolithe.

Dans ces conditions, l'intérêt d'effectuer ces diagrammes est de discerner les variations de paragenèse causées par des différences de conditions P-T (pour la cartographie d'isogrades p.ex. Carmichael, 1970), ou provenant d'un changement de composition (p.ex. études des faciès d'altération, voir ci-dessous; Bonnet et Corriveau, 2007a, b).

2.1.2 Étude des roches métasomatiques métamorphisées et ajustements à la méthode

Parmi les diagrammes de phase, les diagrammes chémographiques sont particulièrement adaptés à l'étude et à la cartographie des zones d'altération hydrothermale métamorphisées (Corriveau et Spry, 2014). Dans ces diagrammes, la description d'un type de roche y est simplifiée en trois (diagramme ternaire) ou quatre (tétraèdre) composants chimiques choisis afin de représenter la stabilité des minéraux à un couple pression-température donné. Au sein de ces diagrammes, un point représente la composition d'une roche. Les minéraux présents dans la roche à un couple de pression-température donné correspondent aux pôles du triangle (ou tétraèdre) entourant ce point. En projetant graphiquement la proportion des principaux minéraux d'une paragenèse observée lors d'études de terrain, il est possible de connaître la composition de la roche en termes des composantes principales du diagramme. Par la suite, en laboratoire, la composition des roches étudiées sert de point de référence pour estimer si l'évolution des paragenèses observées peut être liée à une variation chimique d'une ou de plusieurs composantes principales prises en compte dans le diagramme (p.ex. les composantes utilisées dans les diagrammes "A'CF" et "A'KF"; Eskola, 1915; et "AFM"; Thompson, 1957; Corriveau et Spry, 2014). Les faciès d'altération peuvent être enrichis en métaux ou autres éléments qui sont généralement en quantité trace dans les roches usuelles, et qui n'apparaissent pas dans les diagrammes chémographiques classiques. Certains de ces éléments sont typiquement accommodés par des minéraux spécifiques comme l'apatite (P, Cl, F), la tourmaline (B, Cl, Fl), le zircon (Zr) et les sulfures (métaux). L'incorporation de certains éléments traces dans le réseau cristallin peut aussi influencer la stabilité de minéraux majeurs des paragenèses silicatées (p.ex. le fluor dans la phlogopite; Zaleski et Froese, 1991). Dans le cas des roches usuelles, et encore plus dans le cas des faciès d'altération, il est important de vérifier que le système chimique attaché à l'étude d'une altération métamorphisée est approprié pour modéliser sa paragenèse métamorphique.

L'autre type de diagramme souvent utilisé pour l'étude de faciès d'altération est la section de diagramme de phase isochimique (SDPI), ou "pseudosection". Elle représente l'évolution des paragenèses pour une seule composition (voir exemple chapitre 4). L'ensemble des minéraux stables y est représenté par des champs occupant l'espace P-T. Les SDPI permettent aussi de modéliser des systèmes chimiques plus complexes sans altérer l'intelligibilité des figures (contrairement aux grilles pétrogénétiques; voir Figure 2 de White et al., 2014). Les SDPI se sont imposées depuis les années 90 comme des outils majeurs dans le domaine de la géothermobarométrie (Powell et Holland, 2008), car contrairement aux méthodes thermobarométriques classiques, elles permettent de vérifier que les systèmes étudiés s'approchent de l'équilibre (Spear, 1993). Les SDPI apportent la connaissance des paragenèses silicatées complètes des roches usuelles selon les conditions P-T, ceci contrairement aux diagrammes chémographiques et aux grilles pétrogénétiques qui sont basés sur les minéraux majeurs significatifs.

Un exemple intéressant de modélisation de phase de faciès d'altération se situe dans les faciès à cordiérite-orthoamphibole (Beeson, 1976). Ces faciès ont été étudiés au moyen de systèmes chimiques simples ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $(\text{FeO})\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-(F}_2\text{O}_3)$; Arnold, 1990; Diener et al., 2008 et les références qui y sont faites). Diener et al. (2008) montrent toutefois que même si les principales variations de composition peuvent s'exprimer dans le système FMASH ($\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, des éléments mineurs comme le Na, Ca et Fe^{3+} peuvent avoir un effet notable sur les paragenèses durant le métamorphisme. Diener et al. (2008) ont dû exclure le manganèse ($\text{Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2\text{-O}_2$) malgré son impact sur la stabilité du grenat au faciès amphibolite inférieur à supérieur (Mahar et al., 1997; Pattison et Seitz, 2012; White et al. 2014), car des solutions solides adaptées n'étaient disponibles que pour la modélisation des métapélites (White et al., 2007). L'utilisation des SDPI est essentielle pour mettre en évidence les biais induits par la simplification des systèmes chimiques telle qu'appliquée par Diener et al. (2008).

2.2 Les systèmes hydrothermaux à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques

Dans cette partie, une brève évocation du contexte de la mise en place de ce type de système hydrothermal est exposée. Ensuite, les faciès d'altération et les principaux gîtes IOAA associés, seront détaillés dans leur ordre de progradation systémique observée sur le terrain et qui reflète pour la majeure partie un décroissement de la température des fluides et de formation des assemblages minéralogiques (Corriveau et al., 2016). Les descriptions des faciès d'altération se nourrissent d'exemple de système IOAA à travers le monde et mettent particulièrement l'accent sur les gîtes d'où proviennent les échantillons utilisés pour les modélisations (zone magmatique du Grand Lac de l'Ours).

2.2.1 Contexte de formation

Dans leur grande majorité, les gîtes IOAA sont spatialement ou génétiquement liés à la mise en place de batholites granitiques d'affinité géochimique de type A (Williams et al., 2005; Grove et al., 2010; Porter, 2010). Bien que les systèmes hydrothermaux donnant lieu à des gîtes IOAA soient liés à de tels événements magmatiques majeurs, les gîtes n'ont généralement pas de liens de causes à effets avec une intrusion particulière comme en ont certaines intrusions pour les gîtes porphyriques (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000; Groves et al., 2010; Corriveau et al., 2016). Le lien génétique se fait avec l'évolution chimique de vastes colonnes de fluides en gradients géothermiques élevés auxquels peuvent contribuer les flux de chaleur émis par les chambres magmatiques mêmes, les diverses intrusions qui se mettent en place au sein de la croûte supérieure affectée de même que par la circulation de fluides à haute température (Corriveau et al., 2016; Montreuil et al., 2016a; références au sein de ces articles). Ces gîtes se forment en contextes continentaux (Hitzman et al., 1992) d'arcs magmatiques (p.ex. les gîtes de la ZMGO; Montreuil et al., 2016a), à distance d'un arc (p.ex. Olympic Dam; Skirrow, 2010), post-collisionnel (Cloncurry, Mark et al., 2006) ou intracratonique (Groves et al., 2010). La localisation de ces gîtes coïncide souvent avec des discontinuités et des systèmes de failles d'extension crustale qui ont canalisé la circulation de fluides hydrothermaux et aux niveaux desquels se sont développées des zones d'altération régionales de même que des brèches d'origine tectonique ou hydrothermale. Les gîtes

IOAA peuvent être encaissés dans tous types de roches, volcaniques, volcanoclastiques, sédimentaires ou intrusives (Hitzman et al., 1992; Corriveau et Mumin, 2010; Corriveau et al., 2016). Les fluides liés à la genèse des gisements IOAA sont oxydés, pauvres en sulfures et riches en chlore ou en fluor; selon les gisements, ils sont composés de proportions variables de fluides magmatiques, de bassins, météoriques ou même potentiellement métamorphiques (Williams et al., 2005; Barton, 2014). Enfin, un lien génétique entre gîtes IOCG, gîtes porphyriques Au-Cu et gîtes épithermaux est suggéré du fait de leurs associations au sein des mêmes districts (Mumin et al., 2010; Richards, 2011; Richard et Mumin, 2013). Les gîtes IOAA se démarquent essentiellement des autres gîtes hydrothermaux par la nature, l'ampleur et l'intensité des zones d'altération sodique et à oxydes de fer (Williams et al., 2005; Porter, 2010; Barton, 2014; Corriveau et al., 2016).

2.2.2 Répartition spatiale et temporelle des faciès d'altération et gîtes associés

Les systèmes hydrothermaux à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques forment des zones d'altération précoces de moyennes à haute température qui évoluent ensuite vers des types d'altération de plus basses températures. La distribution de ces zones d'altération évolue de régionale pour les zones d'altération sodique à plus localisées et à l'échelle des gîtes pour les zones d'altération subséquentes (Hitzman et al., 1992; Williams et al., 2005; Corriveau et al., 2010b, 2016; Mumin et al., 2010; Montreuil et al., 2013). Les structures au sein de ces environnements tectoniquement actifs et les lithologies encaissantes contrôlent les flux hydrothermaux, entraînant des superpositions et des interdigitations complexes des faciès d'altération. Les descriptions qui suivent utilisent la nomenclature de Corriveau et al. (2010b, 2016), qui nomment les faciès d'altération selon les éléments majeurs qui caractérisent les minéraux de leur série de paragenèses minérales et qui sont particulièrement enrichis (enrichissements réels ou relatifs) soient les cations Na, Ca, Fe, K et Mg, et leurs températures de formation (« HT » haute température, « BT » basse température). L'étude de Montreuil et al. (2013) illustre que l'intensité des faciès d'altération de haute température (« HT ») peut être telle que les compositions chimiques des roches modifiées cessent de dépendre des compositions initiales des protolithes. Les faciès d'altération présentent des assemblages minéralogies distincts (Tableau 2.1), qui peuvent être différenciés grâce à leurs compositions chimiques (Figure 2.2). À l'opposé, les faciès d'altération de basse température ont moins d'impact sur la chimie de leurs précurseurs. Ces faciès ont des assemblages minéralogiques

et des signatures chimiques générales plus variables qui semblent en partie contrôlés par les types d'altération sur lesquels le faciès d'altération se superpose (Montreuil et al., 2013).

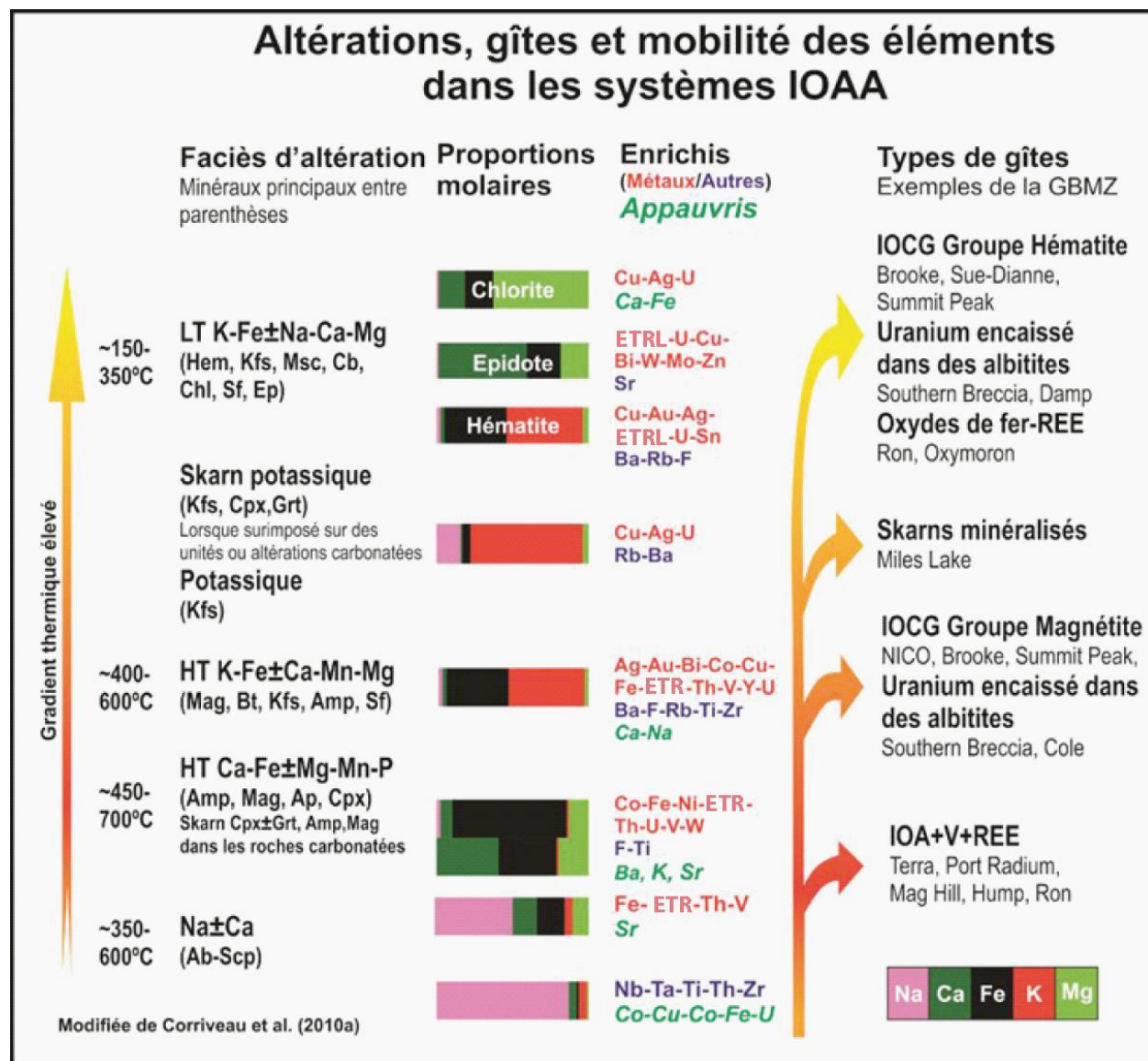


Figure 2.1: diagramme schématisant l'évolution métasomatique des faciès d'altération et des types de minéralisation IOAA (Corriveau et al., 2016; figure tirée de Montreuil, 2015 et modifiée de Corriveau et al., 2010a).

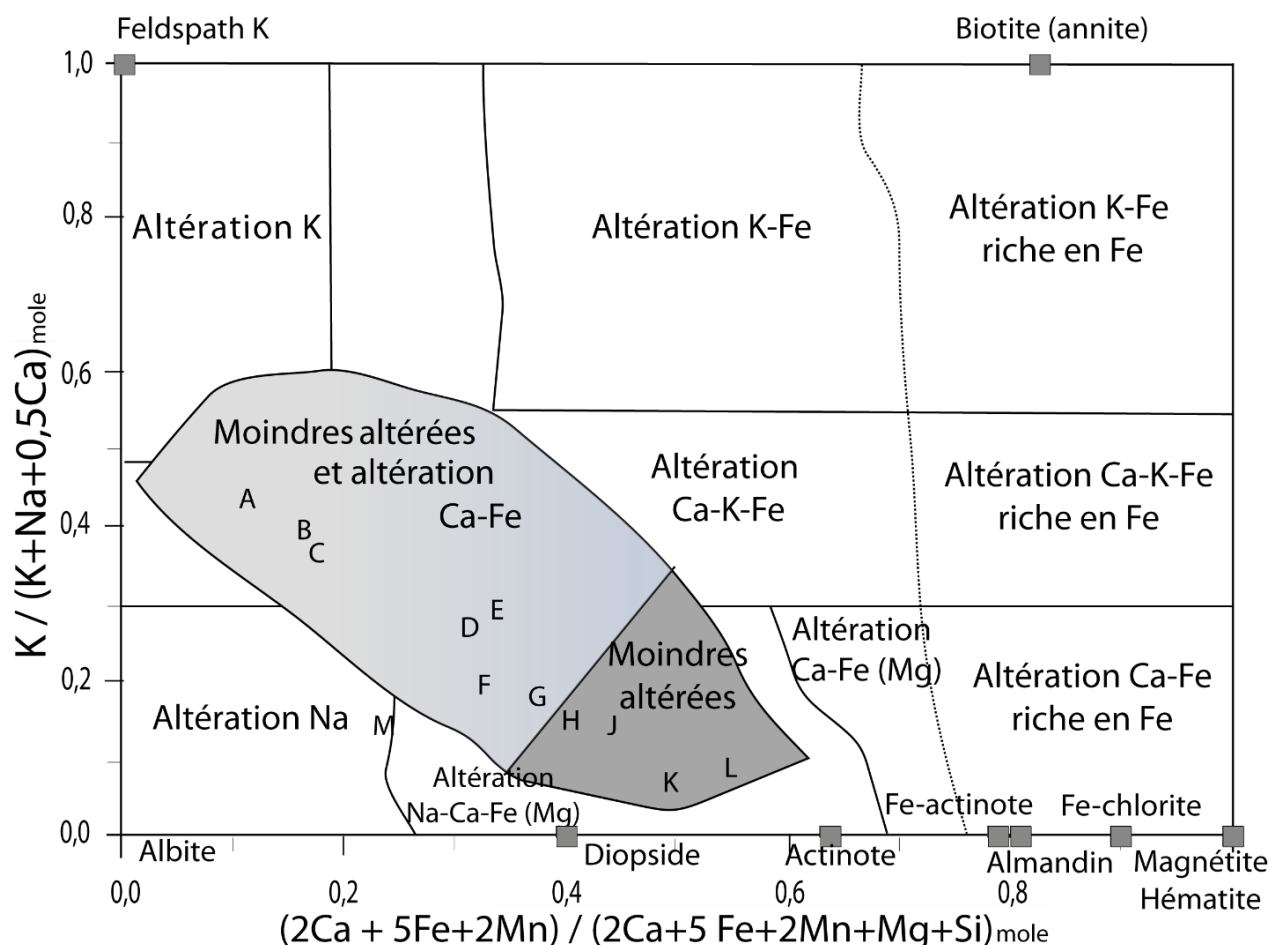


Figure 2.2: diagramme discriminant « AIOCG » des faciès d'altération associés aux systèmes IOAA de Montreuil et al. (2013). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pépite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).

2.2.3 Description des faciès d'altération

2.2.3.1 Faciès d'altération Na (\pm Ca-Fe)

Les faciès d'altération Na développent des paragenèses généralement composées d'albite, avec ou sans quartz, avec comme minéraux accessoires du rutile, de la titanite et du zircon. Dans certains districts, elles sont aussi parfois riches en scapolite (p.ex. Ernest Henry; Mark et al., 2006). Les faciès d'altération Na très riches en albite peuvent être aussi appelés albitites. À faible intensité, elles se développent de manière inégale, préservant les textures primaires en remplaçant

préférentiellement les feldspaths du précurseur (Corriveau et al., 2010b; De Toni, 2015). À plus forte intensité, cette altération conduit à la destruction totale des textures originelles du précurseur et ces zones d'altération peuvent alors ressembler à des anorthosites (district de Port Radium-Echo Bay; Corriveau et al., 2007a). Elles peuvent aussi former des veines d'albite massives (district de Wernecke Mountains; Hitzman et al., 1992).

Tableau 2.1: liste des principaux minéraux retrouvés dans les faciès d'altération IOAA (Montreuil, 2015)

Altération	Minéraux principaux	Principaux minéraux accessoires et traces	Principaux minéraux formant les minéralisations
Sodique	Ab, Qz, Scp	Amp (Act), Mag, Ru, Ttn, Zrn	
HT Ca-Fe	Amp (Act, Cum, Hbl), Ap, Mag	Aln, Cb, Ccp, Cpx, Ep, Fl, Grt, Mzn, Py, Sch, Thr, Ttn, Urn	Ap, Mag
HT K-Fe	Amp (Act), Bt, Kfs, Mag	Ap, Grt, Ilm, Po, Py, Qz, Sp, Ttn, Tur, Xtm	Apy, Bis, Bn, Ccp, Cob, Mol, Mlr, Urn
Skarn potassique/ potassique	Kfs, Cpx (Di), Grt (Adr)	Ep, Ves, Tlc	Ccp, Gn, Sp
LT K-Fe	Cb, Chl, Hem, Kfs, Msc, Qz	Ab, Aln, Brt, Ep, Fl, Ilr, Mnz, Py, Ru, Tur	Bn, Ccp, Cct, Hem, Pitch, Urn
LT Ca-Fe	Ep, Aln, Kfs, Qz		Bis, Bn, Ccp, Cct, Mol, Sp

Le faciès d'altération à Na-Ca-Fe de HT est constitué d'une paragenèse d'albite, d'amphibole et de clinopyroxène, avec ou sans magnétite (Corriveau et al., 2010b). Il est transitionnel avec le faciès d'altération Ca-Fe de HT, et remplace des précurseurs peu altérés ou des zones d'altération Na aux endroits où celle-ci est peu intense ou encore forme des veines qui recoupent les albitites (l'albite cristallise alors le long de halos en bordure des veines) (Corriveau et al., 2010b). À faible et moyenne intensité, ce faciès remplace ses encaissants de manière généralisée, mais suivant une distribution irrégulière ou est sélectif et préserve la texture du précurseur (p.ex. les textures porphyriques). Le remplacement est communément stratoïde dans les roches sédimentaires. À forte intensité, l'altération Na-Ca-Fe de HT oblitère les textures et forme un assemblage à grains allant de fins à moyens (De Toni, 2015). Elle peut aussi former des textures pseudo-pegmatitiques, composées de réseaux de pseudo-cristaux centimétriques à décimétriques d'albite au sein desquels l'actinote, la magnétite et/ou l'apatite cristallisent interstitiellement en grains passant de fins à grossiers (Corriveau et al., 2010b; De Toni, 2015).

2.2.3.2 Faciès d'altération Ca-Fe

Le type d'altération Ca-Fe de HT est composé d'amphibole avec ou sans (dans l'ordre d'importance) : magnétite, clinopyroxène et apatite (Williams et al., 2005; 2010b; Groves et al., 2010; Porter, 2010; Corriveau et al., 2016). Dans les roches métasédimentaires, le faciès d'altération Ca-Fe de HT se présente typiquement sous forme de remplacement stratoïde. Une fois le remplacement généralisé, l'aspect du litage initial demeure communément relativement intact hormis les fines lamines dont la composition de départ était relativement similaire (Corriveau et al., 2010b; De Toni, 2015). Ce type de remplacement donne lieu à un aspect et à des paragenèses qui s'apparentent à celles des formations de fer synsédimentaires et peuvent être interprétés comme tels (Gandhi, 1994). Dans de tels cas, la présence d'un système IOAA peut passer inaperçue. Dans les roches volcaniques et les albitites, le faciès d'altération Ca-Fe de HT forme communément des veines massives, à contacts nets avec l'encaissant, qui se disposent de manière allant de rectiligne et subparallèle à anastomosée. Au sein des albitites bréchifiées, les paragenèses d'altération Ca-Fe de HT remplissent ou remplacent la matrice des brèches et peuvent remplacer les fragments localement (Corriveau et al., 2010b). Ultimement, l'altération peut donner lieu à du remplacement généralisé sur une centaine de mètres ou encore se développer sur plusieurs kilomètres principalement le long d'unités de carbonates (Corriveau et al., 2016; Montreuil et al., 2016a, c).

2.2.3.3 Faciès d'altération K-Fe de HT

Les faciès d'altération K-Fe de HT ont des paragenèses variables composées principalement de magnétite, de biotite, et de feldspath potassique; des occurrences de muscovite, de fayalite, de ferrosilite (orthopyroxène riche en fer), de hornblende riche en fer, de grunérite (amphibole riche en fer) et de grenat almandin sont aussi localement répertoriées (Williams, 2010a). Dans la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours, les faciès d'altération K-Fe de HT sont constitués de magnétite avec soit du feldspath potassique, soit de la biotite comme minéral potassique dominant; les minéraux accessoires ou en trace incluent : chlorite, quartz, calcite, dolomite, titanite, rutile, ilménite, fluorite, apatite, monazite, xénotime, zircon, uraninite, britholite et yttrialite. (Tableau 2.1; Corriveau et al., 2010b; De Toni, 2015). Les faciès d'altération K-Fe de HT riches en biotite sont communément stratoïdes et formés au sein de roches sédimentaires (p.ex. le gisement de NICO, Corriveau et al., 2010b). Des zones d'altération Na et Ca-Fe de HT antérieures y sont alors

communes. À forte intensité, les faciès d'altération K-Fe de HT riches en biotite détruisent les textures du précurseur. Les faciès riches en feldspath potassique forment communément des brèches et sont plus communs au sein de séquences volcaniques, d'intrusions porphyriques ou de zones albitisées (Corriveau et al., 2010b, 2016). Le feldspath potassique remplace la mésostase des roches volcaniques ou encore l'albite, les amphiboles et le clinopyroxène des faciès d'altération précédents (De Toni, 2015). La magnétite associée au feldspath potassique forme des veines ou des remplissages de brèches ou remplace les fragments de brèches dans des proportions variables (Corriveau et al., 2010b, 2016; De Toni, 2015).

2.2.3.4 Faciès d'altération K-Fe de BT

L'altération K-Fe de BT est communément appelée hydrolytique. Elle se superpose au faciès d'altération K-Fe de HT ou à des unités non altérées. Le faciès d'altération K-Fe de BT est composé de proportions variables d'hématite, de chlorite, de feldspath potassique, de mica blanc (séricite), de carbonate et de quartz (Hitzman et al., 1992; Montreuil et al., 2013). Le degré d'hématisation de la magnétite préexistante est variable (Williams, 2010a). La signature chimique de ce faciès est contrôlée par les types d'altération sur lesquelles elles se sont surimposées et ne peuvent pas être distinguées facilement des faciès d'altération de hautes températures grâce au diagramme AIOCG (Figure 2.2; Montreuil et al., 2013). Les faciès d'altération K-Fe de BT encaissent les gisements IOCG à hématite, dont le gîte de référence est Olympic Dam en Australie (Williams, 2010a, b; Skirrow, 2010). Les IOCG du groupe à hématite ont des ratios Au/Cu et des concentrations en uranium supérieures à ceux du groupe à magnétite (Skirrow, 2010). Les autres exemples de gîtes IOCG de référence du groupe à hématite sont les gisements de Prominent Hill (Australie), et de Teresa de Colmo et Mantoverde (Chili).

2.3 IOCG métamorphisé à haut grade

Cette partie a pour but de fournir des exemples pétrographiques réels de faciès d'altération IOAA métamorphisés à haut grade. Les compositions géochimiques anormales des gneiss, leur paragenèse et, le cas échéant, les différentes interprétations y sont décrites. Plusieurs gîtes IOCG et IO±A sont interprétés comme métamorphisés au faciès des amphibolites et certains contextes métamorphisés au faciès des granulites sont connus (Corriveau et Spry, 2014). Des travaux récents démontrent que

dans certains cas la déformation et la recristallisation de certains gîtes pourraient être contemporaines au métasomatisme même et donc de ne pas découler de phases orogéniques subséquentes (L. Corriveau, communication personnelle, 2017). Les gîtes métamorphisés sont des cas nord-américains choisis parmi les plus étudiés, mais qui restent souvent source de divergence, notamment en ce qui concerne la chronologie des faciès d'altération et du métamorphisme. On examinera en particulier le cas de la Province de Grenville, qui est riche en indices et en zones minéralisées IOCG et IO \pm A métamorphisées au faciès des granulites, dont les exemples du gîte de Kwyjibo, du Complexe de Bondy et de Lyon Mountain.

2.3.1 Province de Grenville et contexte de formation des systèmes IOAA

La Province de Grenville est constituée de roches du craton archéen de la Province du Supérieur ainsi que de son extension métamorphisée et réactivée lors de l'orogénie grenvillienne (la Ceinture Parautochtone), et de roches péricratoniques à exotiques, accrétées sur le craton au sein de la Ceinture Allochtone (Rivers et al., 1989). Le contexte tectonique de cet orogène a évolué de marge continentale andine polyphasée entre 1,8 et 1,25 Ga (avec localement la création de bassins d'arrière-arc et l'accrétion d'arcs volcaniques), à zone de collision continentale entre 1,09 et 0,9 Ga (Carr et al., 2000; Corriveau et van Breemen, 2000; Rivers et Corrigan, 2000; Dickin et McNutt, 2007; Hynes et Rivers, 2010; Rivers et al., 2012). Cette évolution pluriphasée s'est achevée par l'orogénie grenvillienne, qui est classiquement subdivisée en deux phases appelées Ottawan à 1090-1020 Ma et Rigolet et 1000-980 Ma (Rivers, 1997). Plusieurs segments constituant la ceinture allochtone ont récemment été reconnus comme n'ayant pas été affectés par le métamorphisme de haut grade (amphibolite, granulite) grenvillien. Ces segments présentent des métamorphismes de haut grade contemporains au contexte de marge andine. C'est le cas du Complexe du Bondy de la Ceinture métasédimentaire centrale, et son système à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques, qui présente un métamorphisme à 1.2-1.19 Ga (Boggs et Corriveau, 2004; Wodicka et al., 2004.; Blein et Corriveau, 2017)

Les indices minéralisés et les gîtes IOCG ou IO \pm A le long de la Province de Grenville (Figure 2.3) et ses extensions se répartissent en allant du district du SE du Missouri (Pilot Knob, Boss, Pea Ridge), au district de Lyon Mountain dans les Adirondack, au Complexe de Bondy dans la Ceinture métasédimentaire centrale et jusqu'au district de Manitou dans la partie Est de la Province de

Grenville (Hitzman et al., 1992; Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et Clark, 2005; Corriveau et al., 2007b; Corriveau et Spry, 2014).

La présence de zones minéralisées plus anciennes que l'orogène grenvillien suggère que l'historique des terranes, aujourd'hui imbriqués et métamorphisés, est en relation avec des environnements fertiles pour la formation de gîtes IOAA (Corriveau et al., 2007b). Dans les contextes d'arcs continentaux et leurs bassins intra ou arrière arcs paléo à mésoprotérozoïques le long de la marge de la Laurentie on note les gisements de Pilot Knob, Iron Mountain, Boss et Pea Ridge au sud-est du Missouri (1.47 Ga avec réactivation de l'hydrothermalisme à 1.46 Ga; non métamorphique; Einaudi et Oreskes, 1990; Nold et al., 2014; Day et al., 2016), le complexe de Bondy (voir partie suivante; Corriveau, 2013), et les gîtes de Marmaraton et de Hilton (Figure 2.3; Blein et al., 2003; Corriveau et al., 2007b; Dickin et McNutt, 2007).

2.3.2 Gîtes des Adirondacks

Les gîtes des Adirondacks sont disposés dans la suite des « Granites gneissiques de Lyon Mountain » (Postel, 1952), dont les importantes variations de composition ont été souvent interprétées comme résultant de la superposition de divers types d'altération hydrothermale (Whitney et Olmsted, 1988; Foose et McLelland, 1995; McLelland et al., 2002; Valley, 2010). Leurs protolithes inférés ont toutefois variés selon les auteurs : d'abord interprétés comme des roches volcaniques et sédimentaires supracrustales altérées durant la diagenèse (séquences de tufs; Whitney et Olmsted, 1988). Certains auteurs ont aussi interprété certains de ces faciès comme des roches intrusives tardi-orogéniques très recristallisées, déformées et métamorphisées à hauts grades métamorphiques (« Granite perthitique » McLelland et al., 2001, 2002). Plus récemment, ils sont plus souvent interprétés comme une suite leucogranitique à magnétite, mise en place syn- à tardi-orogénie Ottawan et ayant été altérée synchrone à postérieure au métamorphisme (Valley et al., 2011; Chiarenzelli et al., 2017)

Les gneiss granitiques y sont les faciès dominants (Valley et al., 2009). Ils sont composés de feldspath perthitique, de quartz, de magnétite et minoritairement de zircon, hématite-ilménite, titanite d'apatite, et parfois de clinopyroxène, de biotite et magnétite grossière (Whitney et Olmsted, 1988; Valley et al., 2011). Dans le diagramme discriminant des types d'altération IOCG,

les « granites perthitiques », ou « gneiss granitiques », ainsi que les amphibolites intercalées au sein des gneiss granitiques, se situent dans le champ des roches magmatiques saines et moins altérées (Figure 2.4). Les gneiss granitiques à microcline se situent entre les champs des faciès d'altération K et K-Fe, alors que les granites et autres gneiss à albite se situent dans les champs des faciès d'altération Na et Na-Ca-Fe (Figure 2.4). Ces faciès potassiques sont composés principalement de microcline et de quartz et sont référés, selon les auteurs, en tant que « granite à microcline » (McLelland et al., 2002; Valley et al., 2011) ou gneiss granitique « sous-faciès à microcline » (Figure 2.4; Whitney et Olmsted, 1988). Les faciès sodiques sont appelés « granite à albite », ou « gneiss leucocratique à albite », et sont composés essentiellement d'albite et de quartz avec de nombreux minéraux accessoires (clinopyroxène, magnétite, apatite, zircon, amphibole, biotite, fluorite, grenat; Whitney et Olmsted, 1988; Valley, et al., 2011).

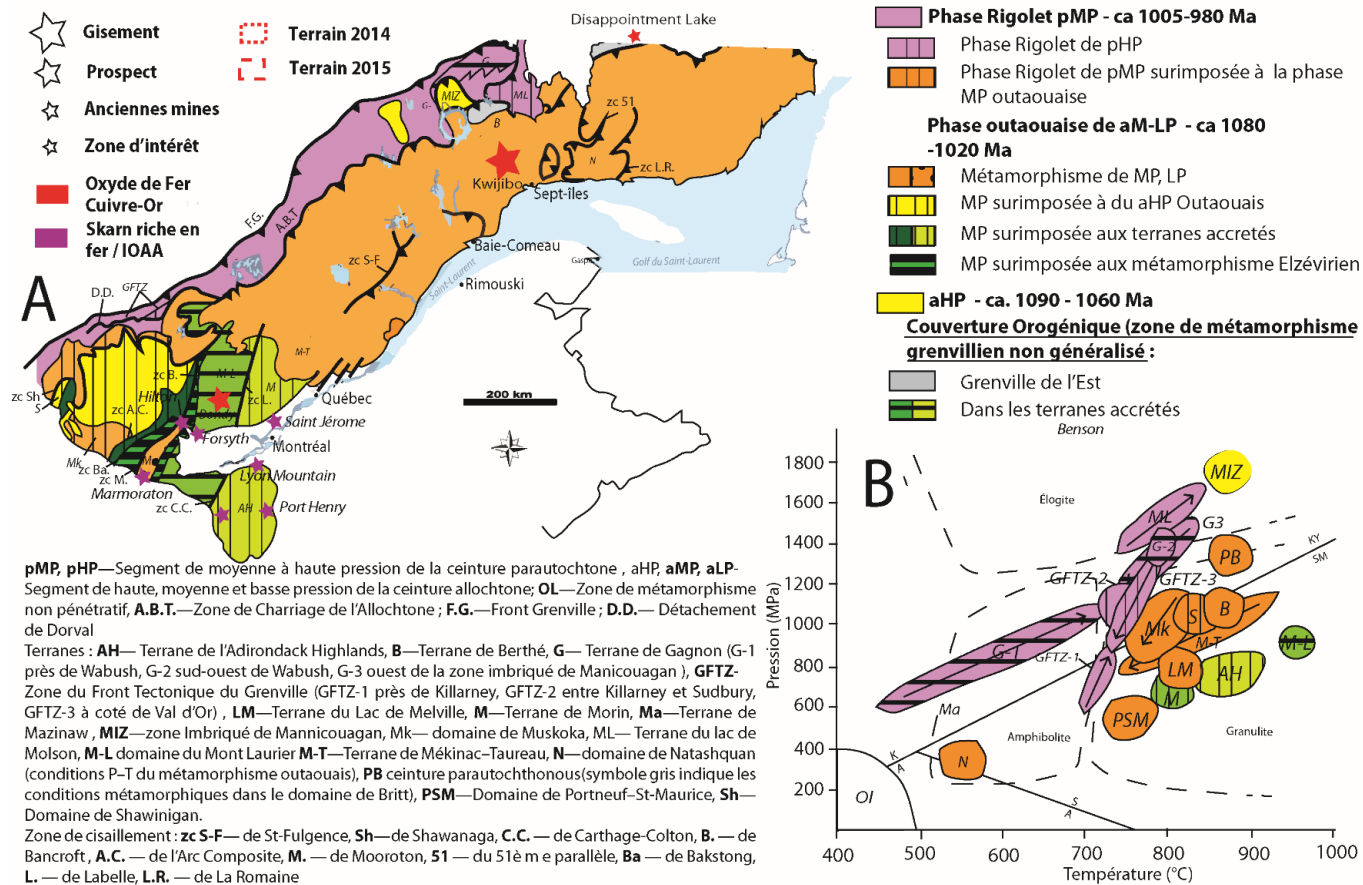


Figure 2.3: A. carte des subdivisions tectoniques (Rivers, 2008), des minéralisations de type IOCG de la Province de Grenville (Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007b). B. section P-T du paroxysme du métamorphisme de la Ceinture Parautochtone et du métamorphisme de l'Outaouais de la Ceinture Allochtone (Boggs et Corriveau, 2004; Rivers, 2008; Trapy et al., 2015). Les ellipses jaunes et violettes représentent le paroxysme du métamorphisme de la Ceinture Parautochtone, les oranges et vertes indiquent le paroxysme du métamorphisme de la Ceinture Allochtone.

Le district d'Au Sable Forks à proximité du massif anorthositique Marcy est composé de plusieurs gîtes IOA et les faciès d'altération associés ont été le sujet d'études poussées (Hagner et Collins, 1967; Whitney et Olmsted, 1988). Les gneiss leucocratiques à albite sont intercalés avec des gneiss granitiques aux abords du massif anorthositique de Marcy (Figures 2.5A, 2.5B). Whitney et Olmsted (1988) y ont aussi discerné un faciès de gneiss mafique à albite composé d'albite-pyroxène avec des proportions très variables de quartz (0-40% vol.), d'amphibole sodique et localement de scapolite (Figure 2.5). Les gneiss mafiques sont soit massifs, soit hétérogènes avec des alternances riches en albite et en pyroxènes. Ils présentent des phénocristaux et sont intercalés avec des gneiss quartzofeldspathiques et des amphibolites (Figure 2.5). Dans ces faciès sodiques, les pyroxènes sont composés de 40% d'ægyrine (Whitney et Olmsted, 1988). L'ensemble de ces faciès se situe dans le champ des faciès d'altération Na-Ca-Fe (Mg) sur le diagramme AIOCG, et certains granites à albite se situent dans le champ des faciès d'altération Na (Figure 2.5B). Dans ce diagramme discriminant, la composition de ces gneiss se superpose à la composition des anorthosites du massif de Marcy et des unités de leucogabbro, gabbro et de gabbronorite qui y sont associés et qui entourent les gneiss d'origine métasomatique (Figure 2.5B). Ce diagramme discriminant ne peut donc être utilisé pour distinguer l'origine de ces faciès vu la composition particulière de certains des protolithes. Dans les gîtes IOA de Palmer Hill, Jackson Hill et d'Arnold Hill du district d'Au Sable Forks, ces gneiss alternent avec des gneiss plus pauvres en quartz, appelés gneiss syénitique ou quartz syénite; ils contiennent localement 30% de clinopyroxène et parfois du chlorite et ont été alors appelés skarns (Hagner et Collins, 1967). L'étude métallogénique des gîtes IOA de Lyon Mountain de Valley (2010) a mis en évidence deux sortes de minéralisation dans le district de Lyon Mountain. La minéralisation initiale à magnétite et clinopyroxène, avec ou sans apatite, amphibole et feldspath potassique est disposée en enclaves au sein des granites perthitiques, et elle correspond, selon le diagramme AIOCG, à de l'altération Ca-Fe de HT (Figure 2.4). Les zones de minéralisation secondaire sont composées de magnétite, apatite, quartz, zircon et parfois de l'albite, fluorite, clinopyroxène, amphibole, biotite, titanite, chlorite et calcite (Valley et al., 2011). Dans un diagramme AIOCG, la composition de la minéralisation secondaire se varie entre celles des zones d'altération K-Fe et altération Ca-Fe riches en fer, allant jusqu'au champ des roches usuelles peu altérées (Figure 2.4).

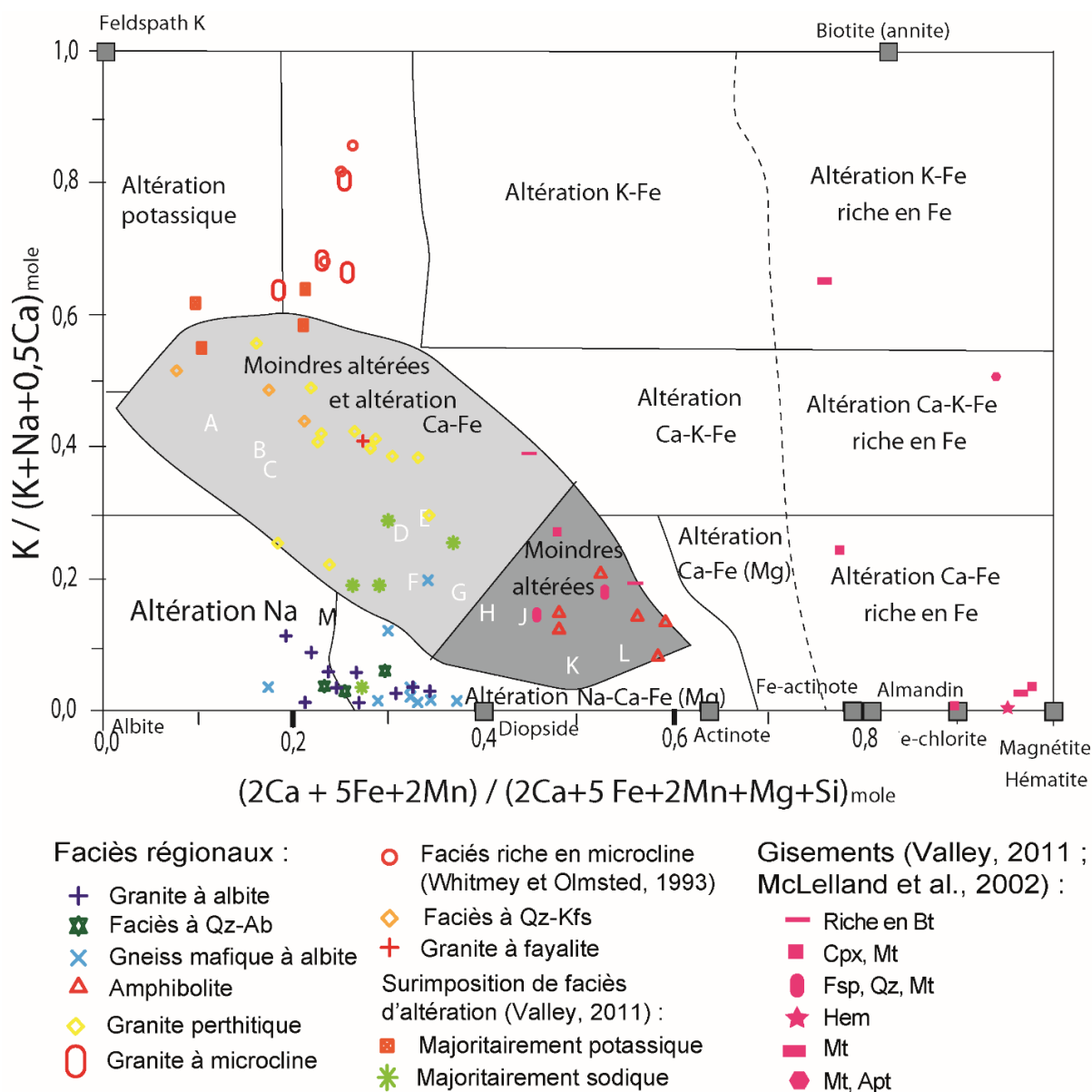
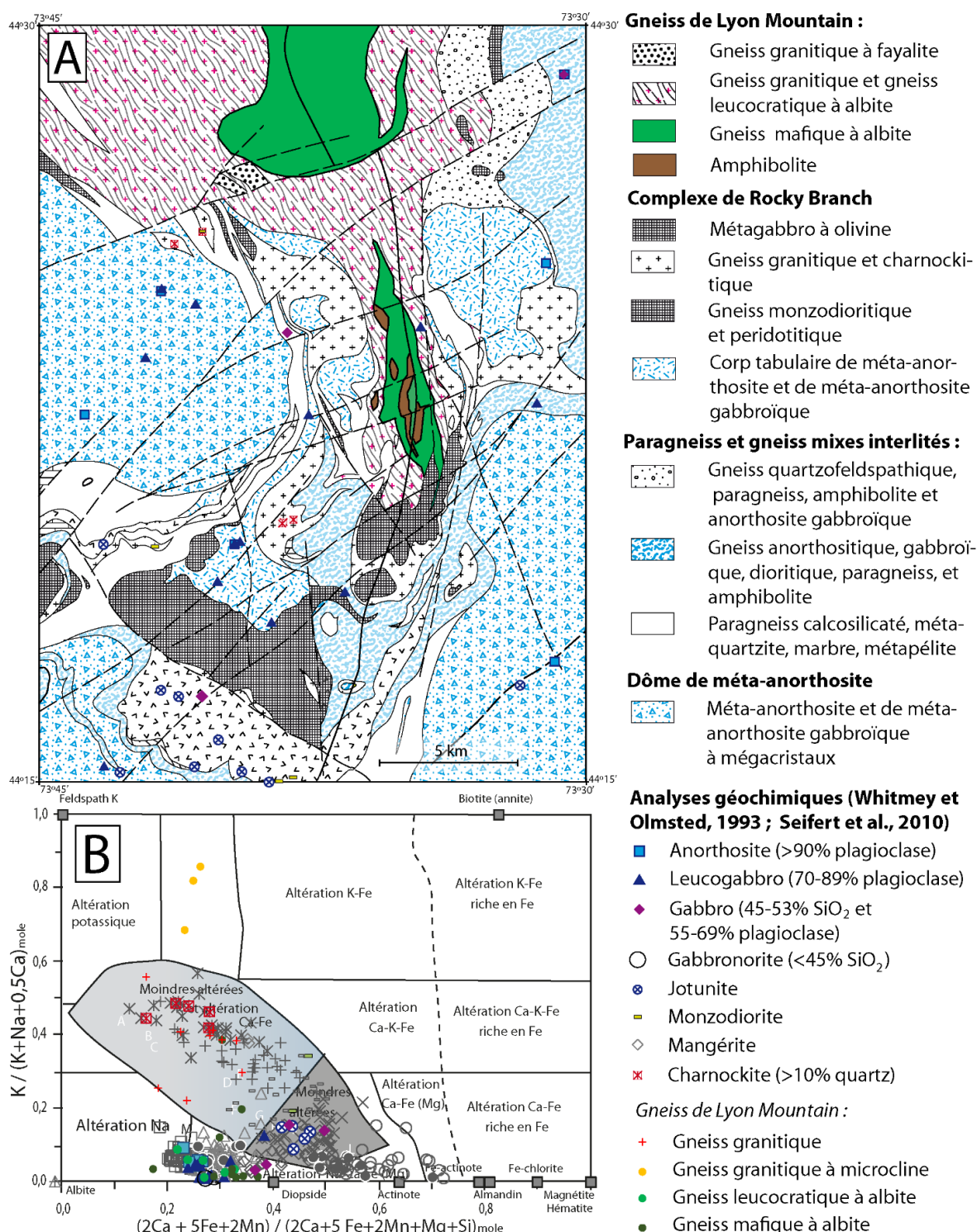


Figure 2.4: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les faciès d'altération et orthogneiss typiques des gîtes de Lyon Mountain (Whitney et Olmsted, 1988; Foose et McLelland, 1995; McLelland et al., 2002; Valley, 2010). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).



G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).

2.3.3 District de Manitou

Les bandes minéralisées du gisement de Kwyjibo sont disposées dans la zone de contact du Complexe de Manitou et du Complexe de Canatiche. L'ensemble des roches encaissantes et les faciès d'altération à magnétite exhibent systématiquement une forte déformation et un métamorphisme de haut grade (faciès des granulites ou des amphibolites) indiquant leur formation pré à syn métamorphisme grenvillien (Clark et al., 2010). Les roches encaissantes sont des gneiss leucocrates composés de quartz, microcline, biotite, amphibole, titanite et accessoirement fluorite et grenat (Magrina et al., 2005). Certains niveaux sont plus mafiques et composés de hornblende, biotite et magnétite. Ces lithologies, auxquelles il faut ajouter la formation de brèches, sont dans l'ensemble interprétées comme issues d'une séquence volcano-sédimentaire métamorphisée à haut grade (Gauthier et al., 2004; Magrina et al., 2005). Les roches encaissantes des zones minéralisées prélevées par Magrina et al. (2005) ne correspondent pas néanmoins à des compositions ignées, car elles tombent dans le champ des faciès d'altération K et K-Fe dans le diagramme AIOCG (Figure 2.6). Autour des zones minéralisées de Kwyjibo, les gneiss sont affectés par un halo de 1 km de large enrichi en potassium, compris dans le complexe de Canatiche et le complexe de Manitou, excepté pour l'indice andradite qui est entouré d'une altération sodique (Magrina et al., 2005). Au sud-est de la zone minéralisée de Kwyjibo, le complexe de Manitou est composé de gneiss quartzofeldspathique superposé d'une altération calcique à sidérite, ankérite, chlorite et épidote ; Cayer, 2001). Au nord des gîtes, le Complexe de Canatiche est constitué de gabbros et d'un ensemble de granitoïdes comprenant des leucogranites (50% vol. de microcline, 30% vol. de quartz, 8% vol. de plagioclase, 5 % vol. de biotite, 3% vol. de magnétite, et 2% vol. de carbonate), avec des zones à albite riches en magnétite et qui adoptent une texture porphyrique (Gauthier et al., 2004; Clark et al., 2005). La magnétite est omniprésente sous forme disséminée dans ces faciès, et ceux-ci s'enrichissent en rubans décimétriques vers les zones minéralisées (Gauthier et al., 2004). L'ensemble des granitoïdes est affecté par une altération potassique qui s'intensifie vers les zones minéralisées, mais qui ne touche pas les zones à texture porphyrique qui sont très développées. Les échantillons de leucogranite sain tombent dans le champ des roches usuelles peu

altérées dans le diagramme AIOCG (Figure 2.6). Les échantillons des granitoïdes de Canatiche, identifiés comme contenant de la magnétite avec une altération potassique, sont majoritairement des faciès d'altération K-Fe, et l'échantillon sans magnétite est caractérisé comme une altération K selon le diagramme AIOCG (Figure 2.6).

Les zones minéralisées à potentiel économique de Josette, Fluorine, Guido et d'Andradite sont composées de magnétite (>65 % poids FeO total) et d'apatite (Fluorine, Guido, Josette), de pyrite/chalcopryrite (Fluorine, Andradite) et de fluorite (Andradite, Fluorine, Josette). Leurs enrichissements en fer, parfois associés à des proportions substantielles de calcium (Josette, Fluorine et Andradite), sont caractéristiques d'une altération Ca-Fe très riche en fer selon le diagramme AIOCG (Figure 2.6). Contrairement aux gneiss entourant les minéralisations, la formation de ces zones de minéralisation serait postérieure au métamorphisme de hauts grades grenvillien subséquent, car les datations par méthode U/Pb des titanites des gîtes de Josette et Grabuge ont dévoilé des dates de cristallisations tardi Rigolet (respectivement 972 \pm 5 Ma et 951 \pm 9/8 Ma; Gauthier et al., 2004).

Le gîte du Lac Marmont est constitué de magnétites en lentilles massives et disséminées sans sulfures dans une séquence de gneiss granitique et mafique (Cpx-Hbl-Bt \pm Opx) appartenant au Complexe de Manitou (Clark et al., 2005). Les lentilles massives sont composées de magnétite, de clinopyroxène, et de hornblende (avec en proportions mineures de l'ilménite, de l'apatite et du quartz), et elles sont entourées de niveaux de clinopyroxène, de hornblende et de magnétite (Clark et al., 2005).

2.3.4 Complexe de Bondy

Le Complexe de Bondy est un dôme gneissique au sein des séquences supracrustales de la Ceinture métasédimentaire centrale. Il s'est formé dans un contexte d'arc volcanique avec arrière-arc associé autour de 1.37 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000; Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004). Dans sa partie nord, le complexe est l'hôte d'un système hydrothermal interprété comme un système à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques ayant des zones minéralisées de type IOCG et épithermales (Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017). Le tout a été métamorphisé à

1.19 Ga (Boggs, 1996; Corriveau et van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004; van Breemen, données inédites citées au Tableau 9 de Corriveau, 2013).

Les unités hydrothermales se retrouvent parmi leurs encaissants moins altérés soient des orthogneiss leucocrates à biotite, hornblende ou orthopyroxène (c.-à-d. des gneiss dérivés de roches ignées volcaniques ou intrusives) et des gneiss quartzo-feldspathiques laminés interprétés comme des tufs altérés à divers degrés (Blein et al., 2004; Corriveau, 2013; Corriveau et al., 2017b). Les gneiss quartzo-feldspathiques ont souvent des niveaux d'amphibolites ou de metabasites de puissances décimétriques à décamétriques. Les plus puissants montrent du rubanement et ont été interprétés comme des roches volcaniques ou volcanoclastiques mafiques (Blein et al., 2003; Corriveau, 2013). Du Nord au Sud, les unités hydrothermales consistent en (Figure 2.7, 2.8) :

- des tourmalinites magnésiennes à veine de quartz, kornéropine, des unités à phlogopite, sillimanite, orthopyroxène et des gneiss à quartz, phlogopite, pyrrhotite d'une extension de 200m;
- du « gneiss blanc » et « magnésien », composé de 45 % de plagioclase, 25-30% de quartz, 10% vol. de phlogopite avec des niveaux mésocrates à biotite et à 5-20% vol. de cordiérite, 15-30% vol. de kornéropine et 10-30 % vol. d'orthopyroxène incorporant des lamines irrégulières et anastomosées de tourmalinite; des zones d'altération Na avec composante Na-Ca-Fe selon le diagramme AIOCG (la composante magnésienne de ces faciès a été interprétée comme de la chloritisation secondaire par Blein et Corriveau, 2017; Figure 2.8);
- des gneiss alumineux à proportion variable de grenat, de cordiérite, d'orthopyroxène, de kornéropine et de sillimanite, avec des gneiss alumineux à biotite composés d'hypersthène, de grenat, de biotite, de quartz et de sillimanite. Les gneiss alumineux présentent des niveaux d'épaisseur décimétrique de grenatite à magnétite-quartz 20-50% vol., de grenat 5-15% vol., de magnétite et jusqu'à 30% vol. d'orthopyroxène;
- des gneiss quartzo-feldspathiques laminés et leucocrates composés de niveaux où le feldspath potassique domine, et d'autres à feldspath potassique et quartz. Localement des niveaux centimétriques à millimétriques de biotite, de feldspath potassique, de quartz et d'orthopyroxène sont aussi présents;

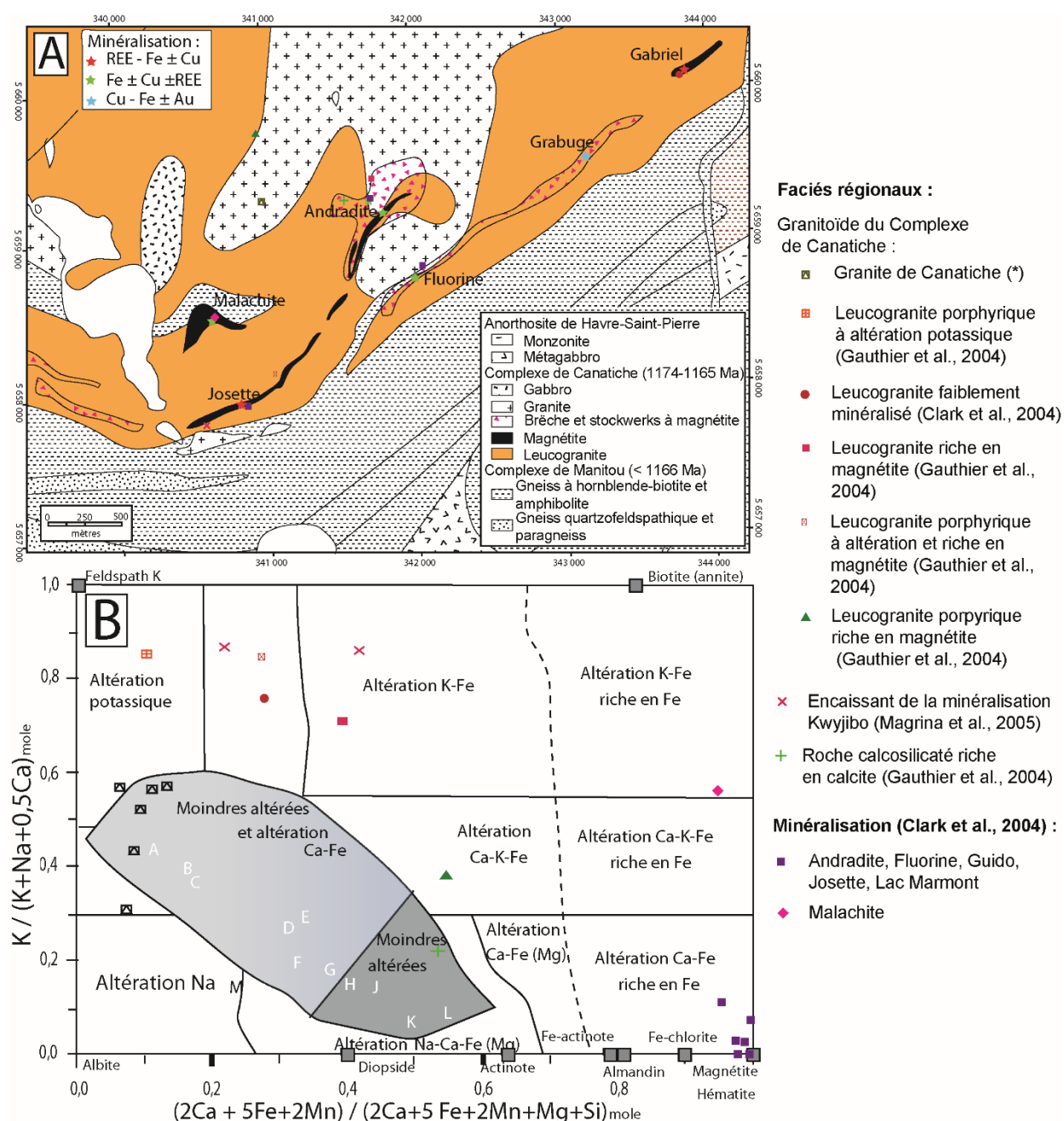


Figure 2.6: **A.** carte géologique du gisement de Kwyjibo (Perreault et Lafrance, 2015). **B.** diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les faciès d'altération et orthogneiss typiques des gîtes de Kwyjibo (Gauthier et al., 2004; Clark et al., 2000; Magrina et al., 2005). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).

- des gneiss hyperalumineux à sillimanite, riches en feldspath potassique comme les gneiss alumineux. Ils se composent de 15-60% vol. de sillimanite, de 30-60 % vol. de quartz, de 5-15% vol. de feldspath potassique et de 1-2 % vol. de sulfure. Ces gneiss tombent dans le champ des faciès d'altération K-Fe (Figure 2.8), un artéfact induit par la présence de sulfures (Corriveau et al., 2017);
- des faciès de grenatites composées d'au moins 50 % vol. de grenat et, dans l'ordre décroissant d'abondance, de quartz, de biotite, de feldspath potassique, et de magnétite. Dans le nord du complexe, les metabasites sont souvent grenatifères avec généralement 1-5 % vol. de grenat, et avec des niveaux à hornblende-pyroxène ou grenatite (10-15% vol. de grenat);
- des amphibolites associées à des grenatites à amphibole qui, contrairement aux amphibolites sans grenat, correspondent à des zones d'altération (Figure 2.8).

Les tourmalinites tombent dans le champ des albitites et sont interprétées comme des albitites altérées en tourmaline sur la base de fortes ressemblances avec de telles zones dans la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours (Corriveau et al., 2017). Les gneiss blancs à niveaux de bronzite et phlogopite avec leucosomes à kornéropine et lentilles de tourmalinites représentent des albitites avec niveaux à faciès d'altération Na-Ca-Fe par la suite chloritisés (Figure 2.8; Blein et Corriveau, 2017; Corriveau et al., 2017). Tout comme pour l'unité de tourmalinites, Corriveau et al. (2017) interprète l'origine des lentilles de tourmalinites comme du remplacement. Les gneiss qui vont d'alumineux à hyperalumineux, avec sillimanite, grenat et cordiérite, représentent des faciès où l'altération est prononcée et implique un lessivage important d'éléments avec un enrichissement réel ou relatif d'aluminium et un enrichissement commun en K, c.-à-d., des zones d'altération de basse température de types phyllique, argillique, et argillique avancée (Bonnet et Corriveau, 2007a, b; Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017). Là où le grenat est très abondant, ces gneiss représentent des faciès d'altération K-Fe de HT ou BT où ce type de lessivage est conjugué aux enrichissements en fer (HT) ou fer et magnésium (BT) (Figure 2.8; Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017; Corriveau et al., 2017). Les grenatites représentent des faciès d'altération plus riches en fer selon le diagramme AIOCG. Leur composition permet de les classer comme des faciès d'altération K-Fe ou Ca-Fe, et les composantes plus riches en biotite sont systématiquement

des faciès d'altération K-Fe. Les grenatites à clinopyroxène (grenat, clinopyroxène, quartz) représentent des faciès d'altération Ca-Fe. La composition des gneiss quartzofeldspathiques laminés varie. Certains échantillons tombent dans les champs des roches moins altérées du diagramme AIOCG; la plupart tombent dans le champ du faciès d'altération K, typique des felsites potassiques (Blein et Corriveau, 2017; Corriveau et al., 2017).

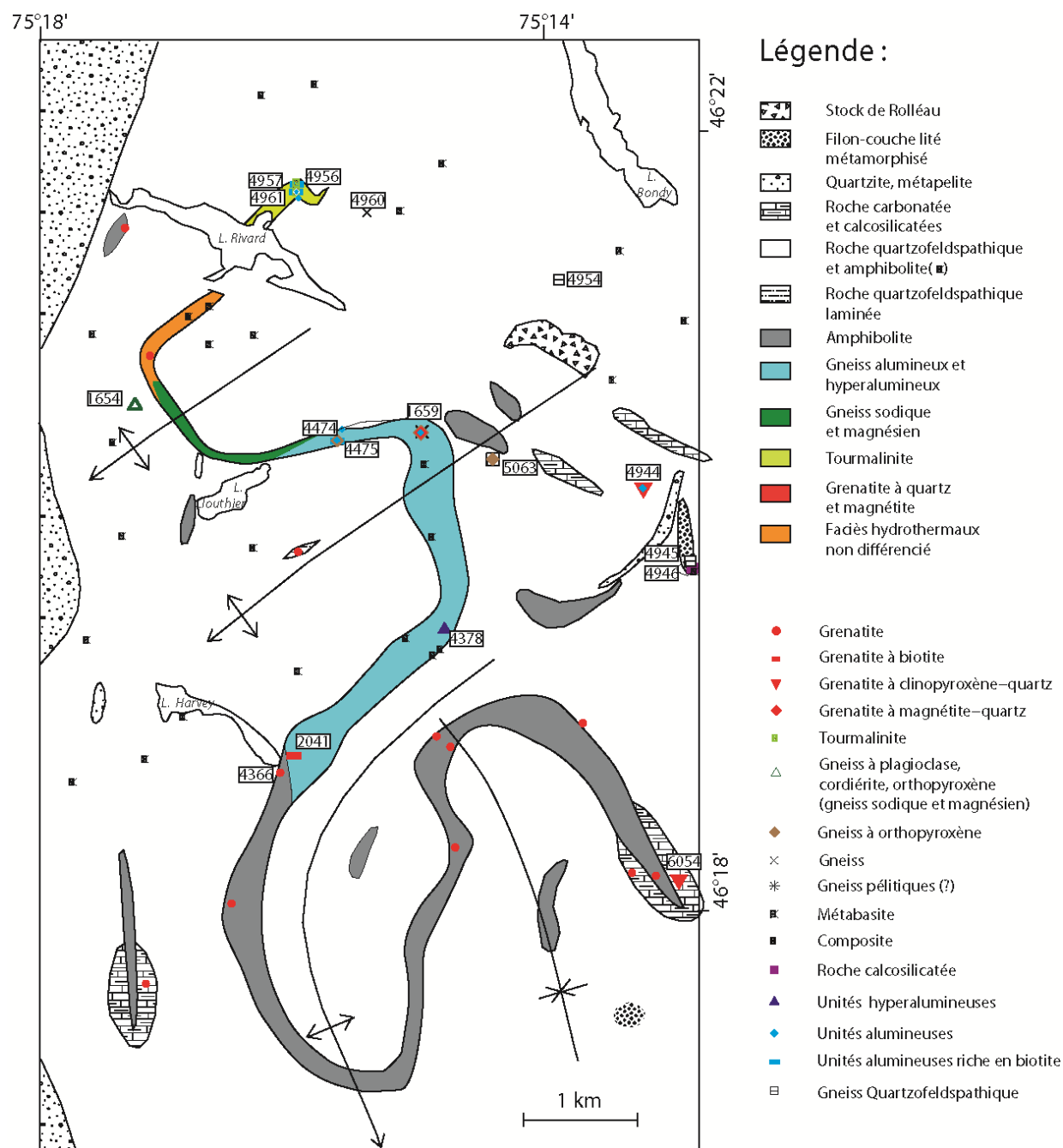


Figure 2.7: carte géologique du Complexe de Bondy (Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017) et les unités colorées sont les faciès d'altération métamorphisés décrites dans le texte (les couleurs correspondent à celles utilisées sur la Figure 2.8).

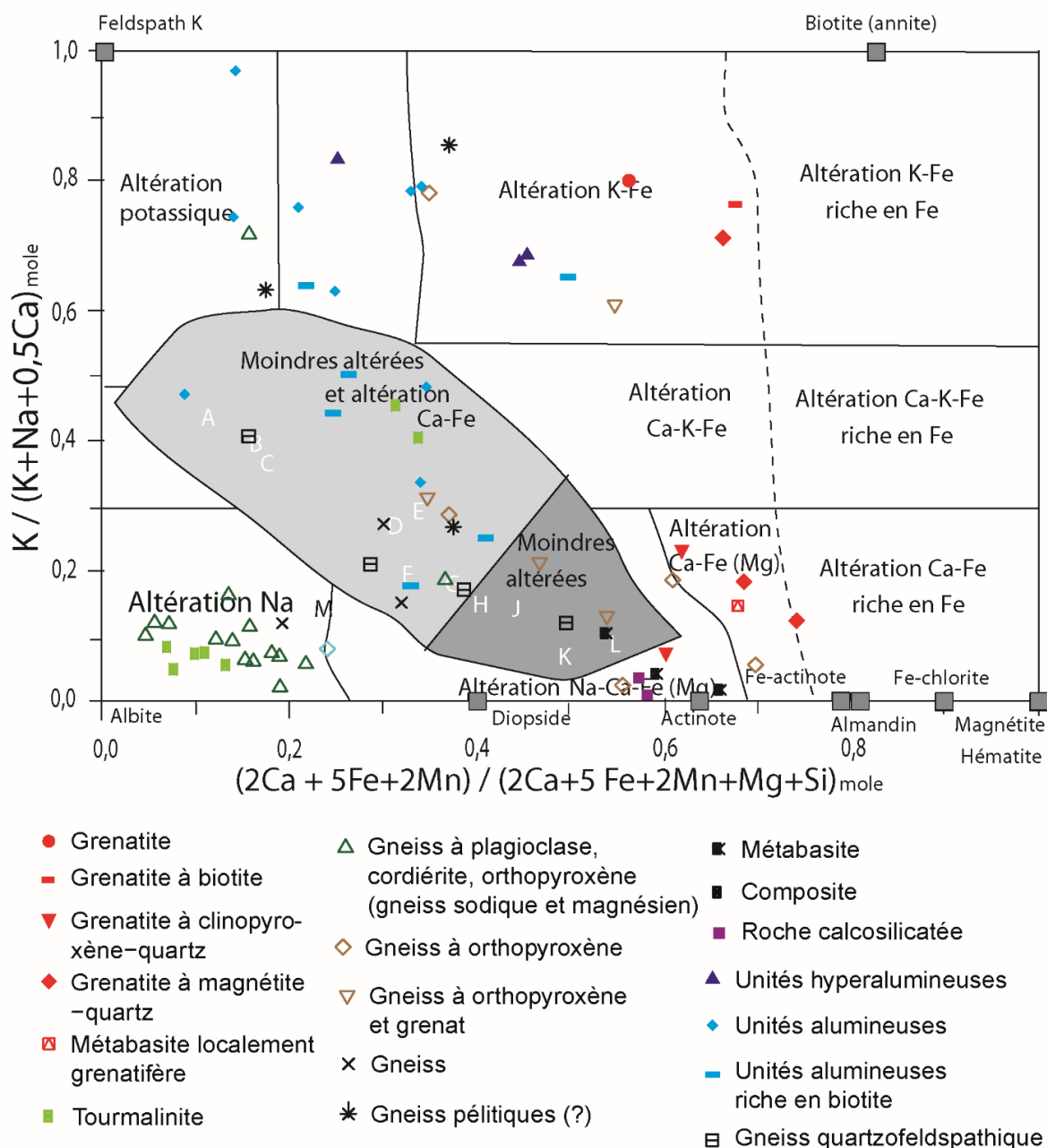


Figure 2.8: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) avec les faciès d'altération, orthogneiss et paragneiss du Complexe gneissique de Bondy (Blein et al., 2003, 2004, 2016; Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017). A et C : granite de type A; B : composition d'une rhyolite; D : composition de la croûte supérieure; E : composition d'une pélite; F : composition d'une dacite; G : granite d'arc; H : andésite primitive des Andes; I : andésite; J : basalte des Andes; K : basalte primitif d'arc; L : basalte; M : TTG (les références pour la composition chimique de ces divers types de roches sont données dans Montreuil et al., 2013).

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE

La modélisation thermodynamique de phase est utilisée dans cette étude comme un outil prévisionnel et non pas pour l'étude de paragenèses métamorphiques observées (voir Chapitre 2.1). La modélisation d'équilibre de phase permet de prédire les paragenèses que présenteraient des échantillons de faciès d'altération du Grand Lac de l'Ours s'ils avaient été affectés par un métamorphisme de haut grade. Cette démarche permet de s'affranchir de la complexité des cas d'études, dans lesquels l'aspect déroutant des faciès d'altération des systèmes IOAA, et leur interdigitation complexe, sont surimposés par une ou plusieurs phases de déformation et de métamorphisme de hauts grades. Le potentiel prédictif des modélisations d'équilibre de phase est récent (Franz et al., 2013) et a été rendu récemment possible par l'amélioration constante des méthodes, permettant de nos jours de modéliser la complexité des roches naturelles (White et al., 2011). Pour s'assurer de la qualité des modélisations, les différentes bases de données et les modèles de comportement des minéraux ont été préalablement comparés et le système chimique le plus complet disponible a été choisi (voir description ci-dessous; Trapy et Gervais, 2015).

Les SDPI ont été calculées dans le système $\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-TiO}_2$ en employant le logiciel *Perple_X* 6.7.5 version de décembre 2016 (Connolly et Petrini, 2002; Connolly, 2005), et la base de données thermodynamiques de Holland et Powell (1998, « *tcds55* » mise à jour de 2004). Les échantillons sélectionnés ont des teneurs négligeables en P_2O_5 ($< 0.17\%$ mol) et en SO_3 ($< 0.07\%$ mol.). Leur modélisation n'a donc pas eu à prendre en considération l'apatite et les sulfures qui, bien que communs dans certains faciès d'altération, n'ont pas de modèles de solutions solides disponibles. Une exception est l'échantillon CQA-05-0113C où la teneur en P_2O_5 est de 2.72% poids et le F de 2878 ppm.

Pour les modélisations du faciès granulitique, la teneur des roches en fluide a été calculée en se basant sur leur perte au feu, en considérant qu'il s'agissait de fluides riches en H_2O et en utilisant le système binaire $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ d'évolution des fluides de Holland et Powell (1991, 1998). Pour les modélisations du faciès des amphibolites, les fluides riches en H_2O ont été maintenus en excès. La présence d'eau en excès permet de favoriser la stabilisation des minéraux hydratés autant que la composition de la roche le permet. Cette hypothèse est classiquement utilisée pour la modélisation

des paragenèses au faciès des amphibolites (p.ex. White et al., 2007; Zeh et al., 2005; Couëslan et al., 2011). Une précaution supplémentaire a été utilisée pour vérifier que l'eau considérée en excès n'entraînait pas une stabilité non réaliste des minéraux hydratés. Il a été vérifié, pour les faciès présentant plus de 20% vol. de biotite, que les proportions d'eaux contenues dans les minéraux des faciès métamorphiques prédits ne dépassaient pas les proportions d'eaux contenues dans leurs protolithes (Tableau 3.1). Seules les SDPI des faciès d'altération K-Fe ayant plus de 30% de biotite prédisaient trop de minéraux hydratés par rapport aux quantités d'eau présentes dans leurs protolithes (#0601C02, #0602C02). Pour ces deux derniers cas, les quantités d'eau qui ont été utilisées pour les calculs des SDPI ont été celles des protolithes. Pour le reste des échantillons, les proportions d'eau dépassaient celle de leurs protolithes principalement dans les conditions suprasolidus. Dans tous les cas, ces dernières prédictions aux conditions suprasolidus des SDPI du faciès des amphibolites ne sont pas valides, car le modèle de solution solide pour la fusion partielle de White et al. (2007) n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée en excès. Les conditions suprasolidus ont été testées de façon plus poussée grâce aux SDPI aux conditions des granulites.

Les modèles de solution solide utilisés sont résumés dans le Tableau 3.2. La première ligne du tableau indique les modèles de solution solide que nous avons choisis préalablement en vérifiant leur cohérence (présentée dans Trapy et Gervais, 2015), du point de vue de la composition et des champs de stabilité, avec les résultats expérimentaux de fusion partielle des roches métasédimentaires alumineuses (métapélite et métagreywacke; Patiño Douce et Johnston, 1991; Vielzeuf et Montel, 1992; Patiño Douce et Johnston, 1993; Montel et Vielzeuf, 1994; Stevens et al., 1997; Patiño Douce et Harris, 1998; Pickering et Johnston, 1998). Les études expérimentales sur la fusion partielle des roches métasédimentaires alumineuses sont plus documentées que celles sur les autres types de roches, elles permettent ainsi de comparer les performances des modèles de solutions solides en fonction des compositions. Il en résulte que les effets bénéfiques de l'assemblage de solutions solides utilisé dans ces travaux (Tableau 3.2), comparé à d'autres assemblages plus communément utilisés (p.ex. l'assemblage de White et al., 2007 par Zeh et al., 2005 et Couëslan et al., 2011; Tableau 3.2), résident principalement dans le choix du modèle de biotite. Le modèle de solution solide de Tajčmanová et al. (2009) prédit de meilleures températures de disparition de la biotite ainsi que de meilleures compositions en magnésium et fer que le modèle de White et al. (2007). D'autre part, les compositions non usuelles des faciès d'altération des

systèmes hydrothermaux de type IOAA ont exigé l'utilisation de modèles de solution solide non préalablement testés (Tableau 3.2B). Le choix de ceux-ci a été effectué à partir des rares exemples bibliographiques sur la modélisation de gneiss riches en fer (formation de fer; Zeh et al., 2005; Couëslan et al., 2011; Tableau 3.2).

Tableau 3.1 : Comparaison de la proportion d'eau du protolithe (calculée grâce à la perte au feu) et la quantité totale d'eau prédite dans le système (minéraux et dans le liquide anatectique) si l'eau est maintenue en excès pour le calcul des SDPI aux conditions du faciès des amphibolites (en rouge : les proportions d'eau prédites dépassent celles de leurs protolithes; en vert : les proportions d'eau prédites sont inférieures ou égales à celles de leurs protolithes).

	Bt vol.) prédites	(%) H ₂ O total roche (mol %)	H ₂ O du système prédit par Perple_X (eau maintenue à l'excès; mol %)		Remarques
			min	max	
0601C02	43,11	4,08	6,01564	19,6356	Valeurs extrêmes aux conditions suprasolidus
0602C02	30,7	2,8	3,7346	17,1576	Valeurs extrêmes aux conditions suprasolidus
0056D03	29,65	3,76	3,69	6,19	= 3,69 mol H ₂ O dans le système au-dessus de 527°C Valeurs extrêmes aux conditions suprasolidus
0779B03	29,66	9,22	5,25393	15,0418	<8 mol H ₂ O dans le système au-dessus de 527°C. Valeurs extrêmes aux conditions suprasolidus
1114A03	27,07	6,29	3,58829	4,08669	-
1159A03	23,07	6,29	2,88688	31,9483	<5 mol H ₂ O dans le système au-dessus de 527°C. Valeurs extrêmes aux conditions suprasolidus

Les échantillons sélectionnés sont représentatifs du faciès d'altération ciblé et présentent un caractère homogène à l'échelle de l'échantillon. Les échantillons choisis comme représentatifs de superposition de faciès d'altération montrent une interdigitation de faciès suivant un maillage serré inframillimétrique à millimétrique, voir De Toni, 2015) ce qui permet de les considérer comme étant virtuellement "homogène" à l'échelle d'un échantillon typique de 15x15x15 cm et donc, de considérer ces compositions comme représentatives du volume d'équilibre chimique qui contrôlerait les réactions métamorphiques au faciès des amphibolites supérieur et des granulites.

Le grand nombre de SDPI effectué (16 échantillons à altération sodique et 18 échantillons à altération potassique) a permis de mettre en évidence différentes paragenèses métamorphiques provenant de variations de composition au sein de même faciès d'altération. Les grandes familles de paragenèses sont en premier lieu décrites, puis une à deux SDPI représentatives sont présentées plus en détail. Pour la famille de paragenèses la plus fréquente, la possibilité de représenter les variations en proportion des minéraux grâce à des diagrammes chémographiques ternaires, ou quaternaires, est explorée. Ainsi, la comparaison est faite entre les prédictions des SDPI et celles des diagrammes chémographiques. La représentation sous forme de tétraèdres des diagrammes ternaires calculés au moyen de Perple_X a été rendue possible par l'emploi du logiciel Tetlab (Appel, 2013).

Les effets de la variation de fugacité ont été étudiés grâce à des diagrammes T-X(fO_2), desquelles ont été prélevés les modes des minéraux pour les fugacités maximisant la présence de magnétite ($Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$) ou d'hématite ($Fe^{3+}Fe^{3+}O_3$) dans les paragenèses. Ces diagrammes complètent les SDPI effectuées pour une fugacité nulle (100% Fe^{2+}) et l'ensemble permet de décrire l'éventail des paragenèses possibles pour chaque faciès d'altération. L'ajout de O_2 aux systèmes chimiques de modélisation a parfois causé la surcharge de la mémoire de Perple_X (c.-à-d. le message d'erreur « error ver041** too many pseudocompounds, increase dimension k1 or k21»). Ce problème a été outrepassé en omettant l'utilisation de modèle de solution pour le grenat et/ou pour l'amphibole. Ces simplifications n'ont pas suffi pour les échantillons de felsites potassiques (09-CQA-0109C03, 09-CQA-0451A, 09-CQA-1170A03) et les T-diagrammes T-X(fO_2) n'ont pas pu être effectués.

Tableau 3.2: récapitulatif des modèles de solutions solides utilisés pour l'ensemble des calculs d'équilibre de phase effectués. Comparaison avec des études de formations de fer (Zeh et al., 2005; Couëslan et al., 2011). **A.** minéraux dont les modèles de solutions solides ont été sélectionnés pour leurs efficacités à reproduire les résultats d'expériences de fusion partielle (Stevens et al. (1997), Patiño Douce et Johnston (1991, 1993), Vielzeuf et Montel (1994), Patiño Douce et Harris (1998) **B.** minéraux dont les modèles de solutions solides ont été choisis parmi les modèles utilisés par Zeh et al. (2005) et Couëslan et al. (2011).

A	Bt	Grt	Ilm	Liq	Kfs	Pl	Crđ	Ms	Sp
Présente étude	Tajčmanová et al., 2009	White et al., 2005	Andersen et Lindsley, 1988; modifié de Wu et Zhao, 2006	White et al. 2007	Waldbaum et Thompson, 1968	Newton et Perkins, 1982	Holland et Powell, 1998	Smye et al., 2010	Holland et Powell, 1998
Zeh et al., 2005		White et al. 2005							
Couëslan et al., 2011	White et al., 2007	White et al., 2007	White et al. 2000	White et al. 2007					
B	Opx	Cpx	Ol	Oam	Cam	Chl	Ep	Nph	
Présente étude	Powell et Holland, 1999	Holland et Powell, 1996	Holland et Powell, 1998	-	Diener et al., 2007	Holland et Powell, 1998	Holland et Powell, 1998	Ferry et Blencoe 1978	
Zeh et al., 2005		Modified Holland et Powell, 1996	Holland et Powell, 1998	Diener et al., 2007	Diener et al., 2007	Holland et Powell, 1998			
Couëslan et al., 2011	Powell et Holland, 1999	Green et al. 2007			Diener et al., 2007		Holland et Powell, 1998		

CHAPITRE 4 MODÉLISATION D'ÉQUILIBRE DE PHASE DES FACIÈS D'ALTÉRATION ASSOCIÉS AUX SYSTÈMES IOAA

Cette partie modélise le métamorphisme à haut grade des faciès d'altération Na, Na-Ca-Fe de HT, K-Fe de HT et K ainsi que leurs superpositions ou transitions communes. Ces modélisations ont été réalisées pour les faciès métamorphiques des amphibolites et des granulites pour les faciès d'altération potassique (K-Fe de HT et K). Par contre seuls les résultats pour le faciès des amphibolites sont présentés pour les faciès sodiques (Na, Na-Ca-Fe de HT) parce que ces faciès prédisent la stabilité de minéraux indiquant une sous-saturation en silice (p.ex. la néphéline) ou encore la présence d'amphiboles et qu'il n'existe pas de modèles de fusion partielle par déshydratation d'amphibole ou adaptés aux faciès sous-saturés en silice pour la base de données utilisée (Holland et Powell, 1998, mise à jour en 2004). Les faciès d'altération de felsite potassique et potassium-fer CQA-07-0451A et 09-CQA-1114D03 sont aussi sous-saturés en quartz au faciès des granulites et les résultats ne sont donc pas décrits pour ces deux échantillons.

Pour faciliter la visualisation des roches modélisées, plusieurs types de diagrammes sont présentés. Pour chaque faciès, les diverses paragenèses obtenues aux conditions de pressions et températures utilisées dans les modèles sont reportées dans des diagrammes à barre qui exposent les liens entre la composition en éléments majeurs des roches hôtes des paragenèses types et la présence de certains minéraux. Le diagramme QAPF et celui de classification des gabbros de Streckeisen (1976) sont aussi utilisés pour mettre en évidence les similitudes et les différences qu'il pourrait y avoir entre les divers faciès d'altération une fois métamorphisés et les gneiss dérivés de roches ignées. Le diagramme QAPF de Streckeisen (1976) est couramment utilisé pour la classification des orthogneiss felsiques (Streckeisen, 1976; Rajesh et Santosh, 2012). La classification des gabbros de Streckeisen (1976) n'est pas conventionnellement utilisée pour les roches métamorphiques, en revanche celle-ci permet, comme le diagramme QAPF, de faciliter la visualisation des données par rapport à la représentation en histogramme (Figures 4.11, 4.28, 4.29). Les contenus en minéraux et en liquide anatectique pour chaque échantillon sont aussi reportés sur les diagrammes de Streckeisen et la localisation de cette information est celle de la composition en quartz-feldspath potassique-plagioclase ou en plagioclase-clinopyroxene-amphibole de l'échantillon et non pas celle des autres minéraux ou du liquide anatectique.

4.1 Faciès d'altération sodique

Les échantillons de faciès d'altération sodique utilisés sont de type Na et Na-Ca-Fe de HT (Figure 4.2). Une superposition de l'altération Ca-Fe de HT sur les faciès sodiques est commune sous la forme de réseaux de fines veinules ou de remplissage de matrices de brèche (p.ex. l'échantillon CQA-05-0195). Des échantillons de tels faciès mixtes (ci-après nommés « altération Na/Ca-Fe ») ont aussi été modélisés, car une fois métamorphisés à haut grade l'association intime Na et Ca-Fe devrait homogénéiser les paragenèses produites particulièrement aux endroits où l'altération Ca-Fe de HT est généralisée et de faible intensité (Corriveau et al., 2010b). Les effets, sur les paragenèses métamorphiques, d'une altération K-Fe de HT d'albitites précoces sont aussi explorés. La description des échantillons présentés en SDPI (sous-partie 4.2.1) qui suit provient des données inédites de L. Corriveau :

- 10-CQA-1375A02 est un tuf andésitique à cristaux de plagioclase fortement albitisé avec une hématite en tâches plus tardive; il provient de la région de l'ancienne mine de Terra (Figure 4.1A). L'échantillon présente deux variétés d'albite à l'échelle mégascopique. Les fragments de phénocristaux de plagioclase sont albitisés en blanc alors que la matrice est albitisée en rouge (rose pâle en coloration au cobaltinitrate illustrant que l'albite prédomine sur l'hématite au sein de la matrice),
- CQA-05-0113C est un faciès Na-Ca-Fe HT non coloré en haut, teinté par coloration au cobaltinitrate en bas (Figure 4.1B),
- CQA-06-0330A est une albitite massive typique (Figure 4.1C),
- CQA-06-0208B est une albitite teintée par coloration au cobaltinitrate (Figure 4.1D),
- 10-CQA-1643A02 est une métasiltite à grains fins fortement albitisée de l'indice de Southern Breccia. L'albite est rosée et, à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon, des zones sont moins altérées (Figure 4.1E),
- CQA-05-0206F est une albitite pseudo-pegmatitique à amphibole interstitielle localement remplacée par de l'altération K donnant lieu à un faciès Na-Ca-Fe/K; (Figure 4.1F).

4.1.1 SDPI d'échantillons sélectionnés

Les SDPI dénotent souvent des paragenèses différentes dans la partie haute pression et basse température des diagrammes (>900 MPa et $<600^{\circ}\text{C}$). Ces conditions correspondent à la limite entre faciès schiste bleu et amphibolites et ne seront donc pas décrits dans les paragraphes suivants. Les diagrammes de variation de mode en fonction de la température ont été systématiquement faits à 700 MPa et 1000 MPa pour mettre en évidence les effets des variations de pression sur les paragenèses. La pression de 700 MPa représente une condition moyenne de pression pour le faciès des amphibolites. Pour cette raison, les variations de modes à cette condition moyenne de pression ont été choisies par rapport à la pression de 500 MPa qui est par ailleurs plus répandue pour le faciès des amphibolites dans la Province de Grenville (Figure 2.3B). Les SDPI sont présentées selon une logique de paragenèse principale qui deviendra évidente aux lecteurs dans la section 4.1.2.

4.1.1.1 Faciès d'altération Na à clinopyroxène avec ou sans quartz

L'échantillon 10-CQA-1375A02 est un échantillon d'altération de type Na. Le protolithe est un tuf andésitique à cristaux de plagioclase fortement albitisé en blanc et une mésostase albitisée avec une hématisation de couleur rosée (la coloration au cobaltinitrate illustrant que l'albite prédomine sur l'hématite au sein de la matrice; Figure 4.1A)

Les résultats de modélisation prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par trois réactions principales (Figure 4.3A). L'apparition de la néphéline forme une réaction à pente faible (presque isobarique) avec les faciès à néphéline occupant les champs de basse pression (BP). La disparition de l'albite forme une réaction à pente moyenne avec les faciès à albite occupant les champs de haute pression (HP), basse température (BT). Enfin, l'apparition de grenat coïncide avec la disparition de l'olivine avec l'olivine occupant les champs de HT-BP. Les minéraux secondaires sont le clinopyroxène (~8 % vol.), le grenat (0,5-6 % vol.), la wollastonite (5-8 % vol.) et la titanite (<2%).

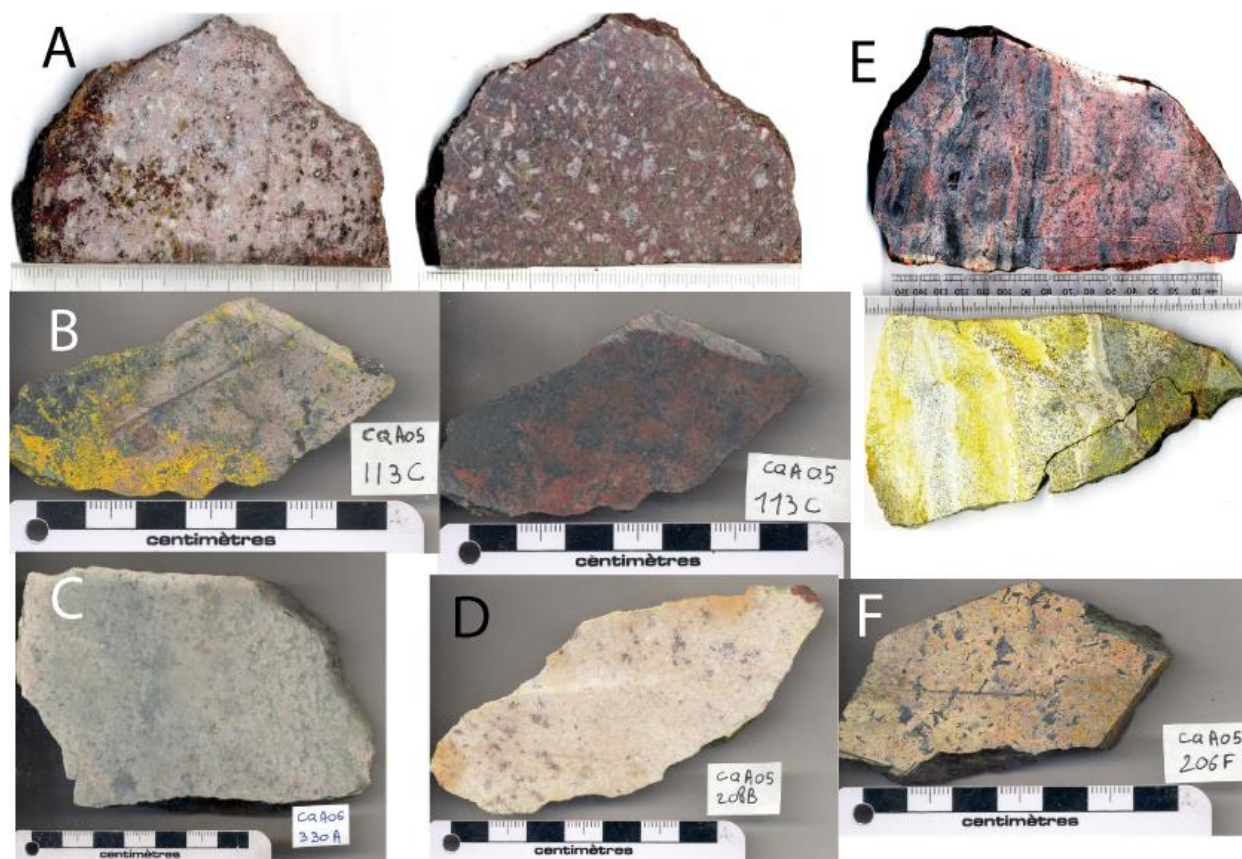
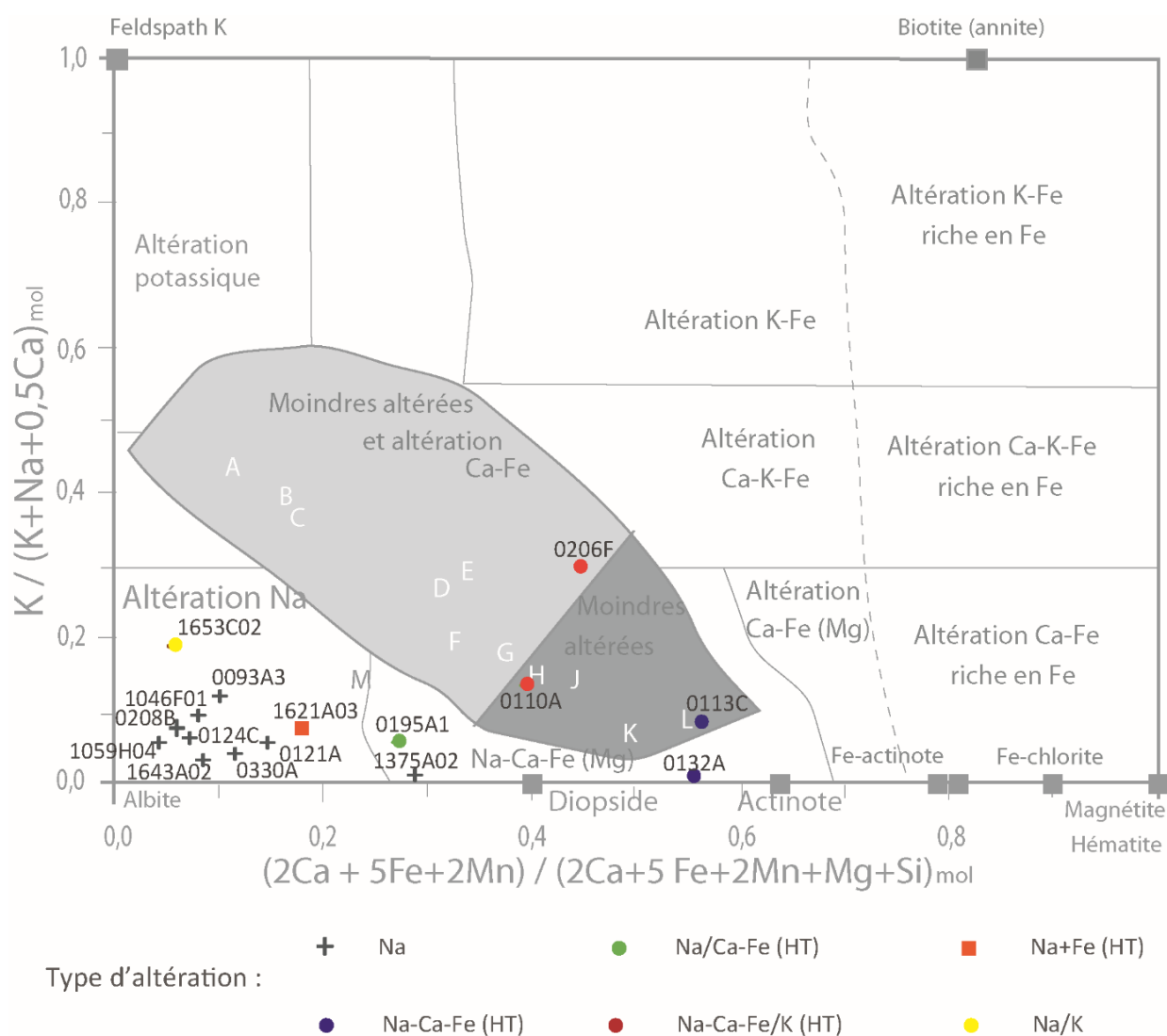


Figure 4.1: photographie de tranche de roches des échantillons de faciès d'altération Na utilisés dans cette étude. **A.** 10-CQA-1375A02, tuf andésitique fortement albitisé et localement hématisé, teintée par coloration au cobaltinitrate à gauche et non colorée à droite; **B.** CQA-05-0113C, faciès Na-Ca-Fe HT non coloré en haut, teinté par coloration au cobaltinitrate en bas. **C.** CQA-06-0330A et **D.** CQA-05-0208B, albitites teintées par coloration au cobaltinitrate; **E.** 10-CQA-1643A02, faciès Na non coloré à gauche, teinté par coloration au cobaltinitrate en bas; **F.** CQA-05-0206F, albitite pseudo-pegmatitique à amphibole interstitielle localement remplacée par de l'altération K donnant lieu à un faciès Na-Ca-Fe/K.



Les diagrammes de Streckeisen (Figure 4.9) et l'histogramme du mode minéralogique (A) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait ce tuf andésitique (#1375A02) de type d'altération Na aux faciès des amphibolites à 600°C et 700 MPa. En tenant compte uniquement de la proportion de quartz-feldspath potassique-plagioclase, l'échantillon se classifie comme une anorthosite (Figure 4.9A), mais la quantité de minéraux ferromagnésiens est trop élevée (22%; Figure 4.6B) pour utiliser le diagramme de Streckeisen de façon stricte (ferromagnésien inférieur à 10 % vol.). À l'affleurement, une telle roche pourrait être décrite comme un gneiss anorthositique à clinopyroxène-grenat-wollastonite ou encore comme un gneiss calco-silicaté à clinopyroxène-grenat-wollastonite-néphéline à des températures un peu plus élevées et/ou pressions un peu plus basses ().

L'échantillon CQA-05-0113C est une altération Na-Ca-Fe de HT à texture pseudo-pegmatitique avec des pseudo-bâtonnets grossiers d'albite (en fait des mosaïques structurées d'albite microcristalline) entre lesquels sont logés de l'amphibole, de l'apatite et de la magnétite à grains fins (Corriveau, données inédites; Figure 4.1B).

Les résultats de modélisation prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par trois réactions principales (Figure 4.4A). L'apparition de la néphéline forme une réaction à pente faible (presque isobarique) avec les faciès à néphéline occupant les champs de basse pression (BP). La disparition de l'albite forme une réaction à pente forte (presque isotherme) avec les faciès à albite occupant les champs de basse température. Il y a disparition du feldspath potassique à moyenne pression (MP) et basse température (BT) et apparition conjointe d'analcime aux pressions inférieures à 600MPa. Les minéraux secondaires sont la titanite, la néphéline, la biotite (5-17 % vol.) et le grenat (0.5-15 % vol.; Figure 4.4), et le feldspath potassique (0-5% vol.). Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.4B). Les modes du grenat et de la biotite évoluent d'une manière inverse à celui du clinopyroxène, et ainsi diminue, pour le premier, jusqu'à 2 5 % vol. à 700°C, alors que le clinopyroxène y atteint ses modes maximums à 55-65 % vol. Le mode du feldspath potassique augmente vers les hautes températures. Les caractéristiques clés de cette modélisation d'un faciès d'altération de type Na-Ca-Fe sont le mode important de plagioclase et la présence de clinopyroxène comme minéral ferromagnésien principal.

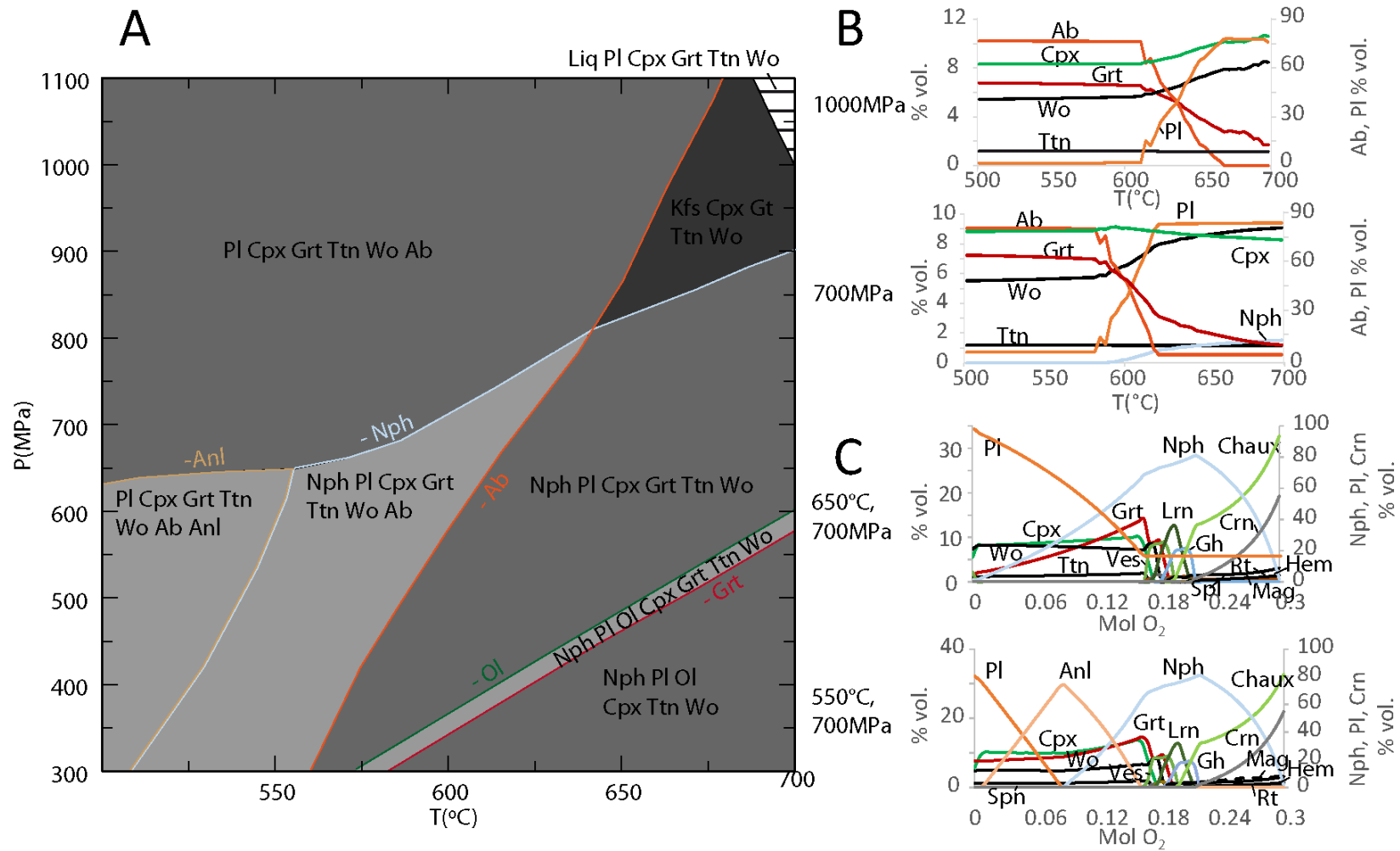


Figure 4.3: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (10-CQA-1375A02, indice Terra, Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de paragenèse entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa (B). **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C (Anl : analcime, Crn : cancrinite, Gh : ghélénite, Lrn : larnite, Ves : vesuvianite; autres abréviations voir liste des sigles et abréviations p. 41)

Les diagrammes de classification des gabbros de Streckeisen (Figure 4.10) et l'histogramme du mode minéralogique (A) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait cette altération Na-Ca-Fe de HT à texture pseudo-pegmatitique (#0113C) aux faciès des amphibolites à 600°C et 700 MPa. Avec 77% de minéraux ferromagnésiens, il est approprié d'utiliser le diagramme de Streckeisen pour les roches mafiques (Figure 4.7). En tenant compte uniquement de la proportion de plagioclase-clinopyroxène-amphibole, l'échantillon se classe dans le champ des gabbros (Figure 4.10A). Ce faciès pourrait être décrit sur le terrain comme une metabasite dérivée d'un gabbro grenu à biotite, grenat et à trace de feldspath potassique. À plus haute température et/ou plus basse pression, cette metabasite contiendrait de la néphéline comme minéral accessoire et serait vraisemblablement interprétée comme dérivée d'une roche alcaline mafique (Figure 4.4A).

4.1.1.2 Faciès d'altération Na à feldspath-biotite et quartz

L'échantillon CQA-06-0330A est un échantillon d'altération sodique très intense pouvant être décrit comme une albitite massive (Figure 4.1C)

Les résultats de modélisation prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par trois réactions principales (Figure 4.5A). La disparition de l'albite à basse température forme une réaction à pente forte (presque isobarique) avec les faciès à albite occupant les champs de basse température. L'apparition des amphiboles forment des réactions à pente faible (presque isobarique) avec les faciès à amphiboles occupant les champs de basse pression (BP). La disparition du grenat et conjointe à l'apparition de rhodonite selon une réaction isobarique à 350 MPa (BP) avec le grenat occupant les champs des hautes pressions (HP). Les minéraux secondaires sont la biotite (3-4 % vol.) avec des traces de quartz et clinopyroxène (Figure 4.5A).

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.5B). Les modes des minéraux principaux sont stables à la plupart des conditions P-T. Au-dessus de 650°C, la réaction de fusion partielle consomme les réactants (Bt + Qz + Pl \pm Grt) jusqu'à la disparition du quartz. Du fait de l'absence de quartz et de l'eau considérée en excès aux conditions subsolidus, les prédictions du modèle de fusion partielle de White et al. (2007) ne sont pas correctes. Les caractéristiques clés de cette modélisation d'un

faciès d'altération de type Na sont le mode important de plagioclase, la présence de biotite comme minéral ferromagnésien principal en présence de quartz.

Les diagrammes de classification QAPF de Streckeisen (Figure 4.9) et l'histogramme du mode minéralogique (C) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait cette albitite massive au faciès des amphibolites. Avec 5% de minéraux ferromagnésiens, il est adéquat d'utiliser le diagramme de Streckeisen pour les roches felsiques (Figure 4.6). Étant constitué majoritairement de plagioclase, ce faciès d'altération métamorphisé pourrait être cartographié comme une méta-anorthosite à amphibole et clinopyroxène.

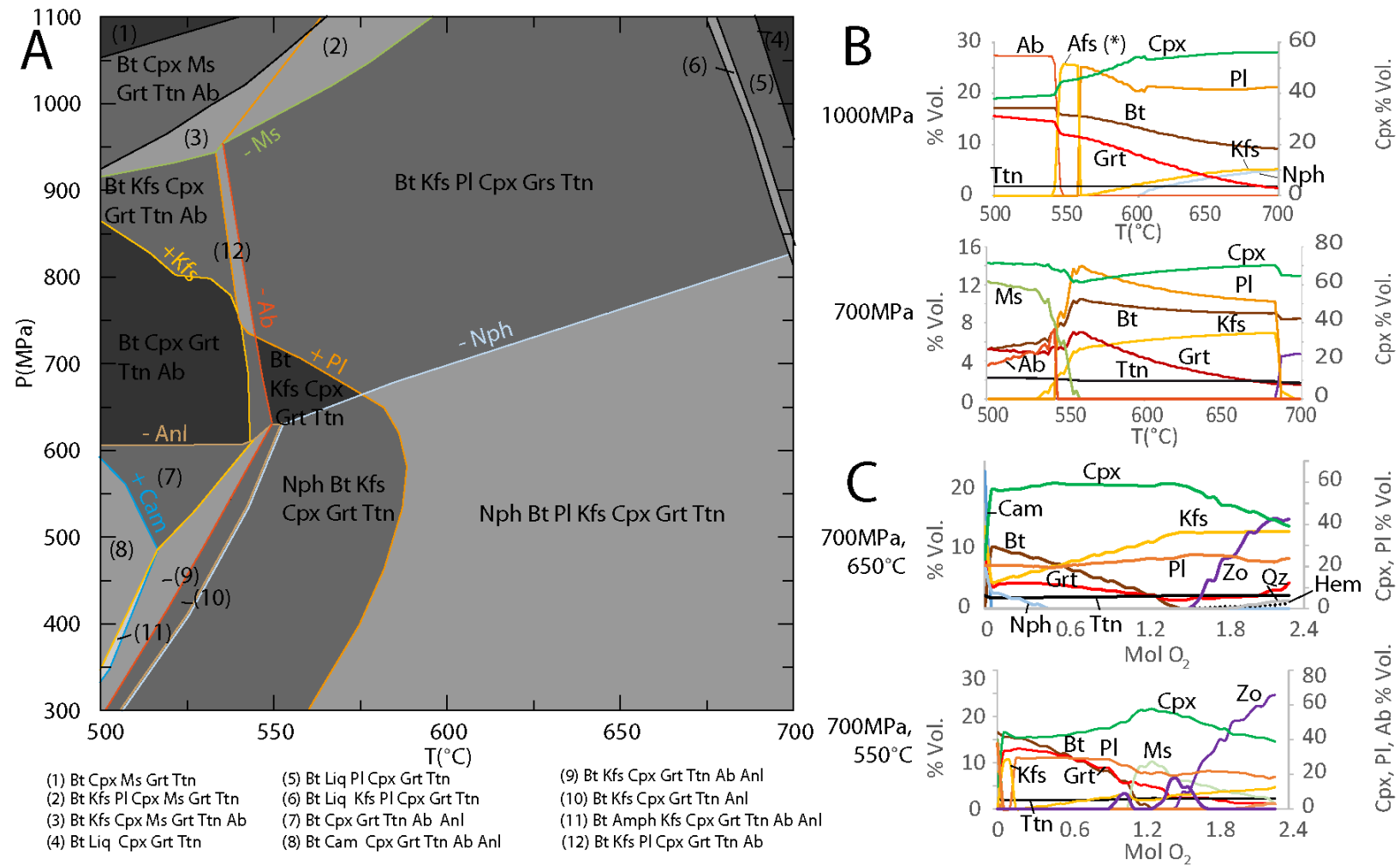


Figure 4.4: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na-Ca-Fe de HT (CQA-05-0113C de l'indice de Mag Hill au Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. (* feldspath alcalin sodique) **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.

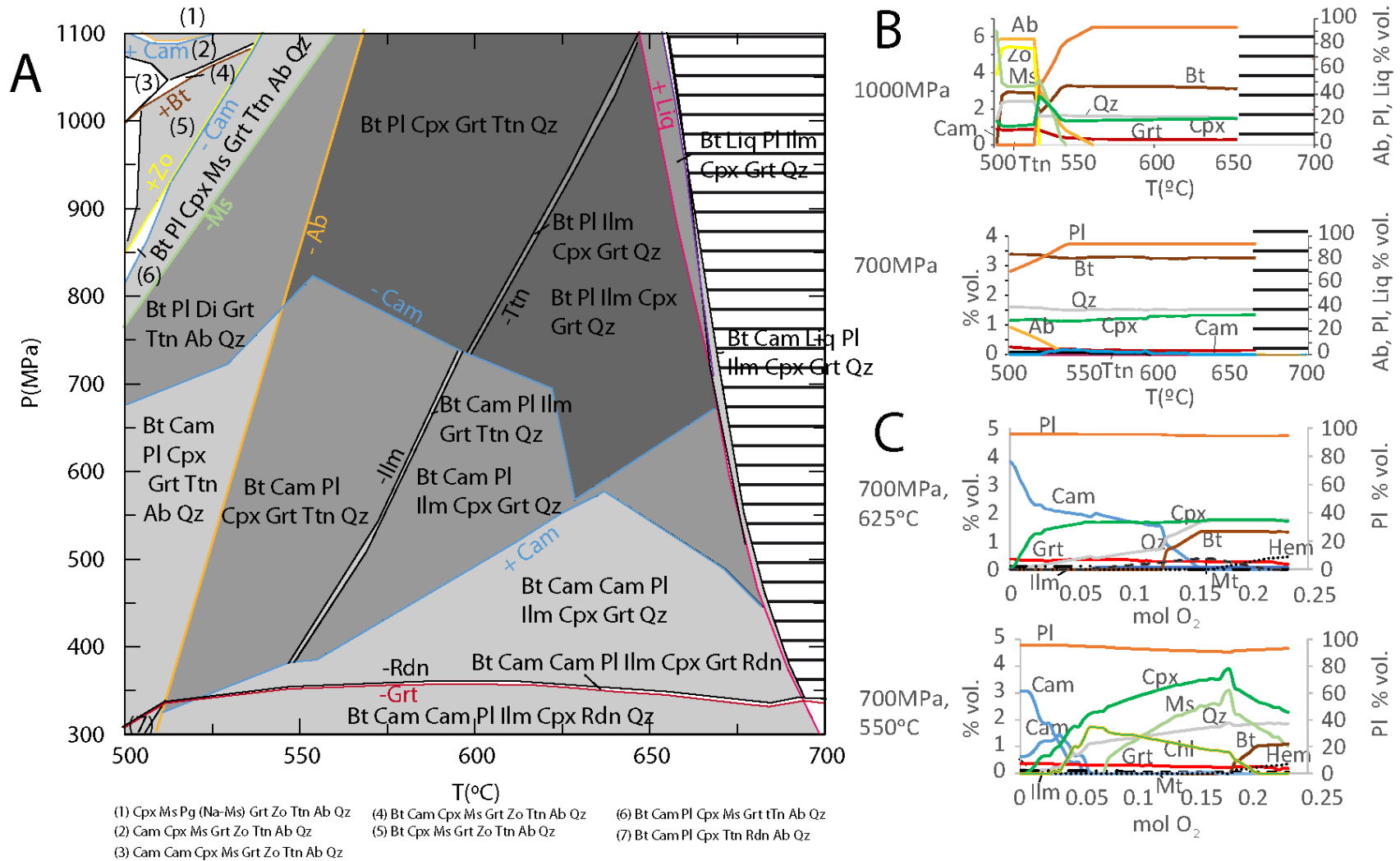


Figure 4.5: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (CQA-06-0330A de l'indice de Mag Hill au Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.

4.1.1.3 Faciès d'altération Na à biotite sans quartz

L'échantillon CQA-05-0208B est une albitite massive typique (Figure 4.1D).

Les résultats de modélisation prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par quatre réactions principales (Figure 4.6A). La disparition de l'albite à basse température forme une réaction à pente forte (presque isobarique) avec les faciès à albite occupant les champs de basse température. L'apparition de la néphéline forme une réaction à pente moyenne avec les faciès à néphéline occupant les champs de basse pression (BP). La disparition du grenat se fait selon une réaction à pente moyenne avec les faciès à grenat occupant les champs de haute pression et basse température. Enfin, le clinopyroxène apparaît et disparaît à haute pression et moyenne température selon des réactions à pente moyenne. Les minéraux accessoires sont la biotite, la muscovite.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon. Le mode de la muscovite diminue vers les hautes températures et cela est accompagné par une augmentation des modes de la biotite et du plagioclase, et aussi par une diminution du clinopyroxène à haute pression. Par contre, à partir de 650°C, il ne reste plus de clinopyroxène et les caractéristiques clés de cette modélisation d'un faciès d'altération de type Na sont le mode important de plagioclase, la présence de biotite comme minéral ferromagnésien principal et l'absence de quartz.

Les diagrammes de classification QAPF de Streckeisen (Figure 4.9A) et l'histogramme du mode minéralogique (B) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait cette albitite massive typique (#0208B) aux faciès des amphibolites à 600°C et 700 MPa. La caractéristique principale de cette roche est d'être composée essentiellement de plagioclase (85-95 % vol.), ce qui pourrait amener à la décrire comme une méta-anorthosite, mais avec la particularité de contenir de la biotite en étant sous-saturé en quartz.

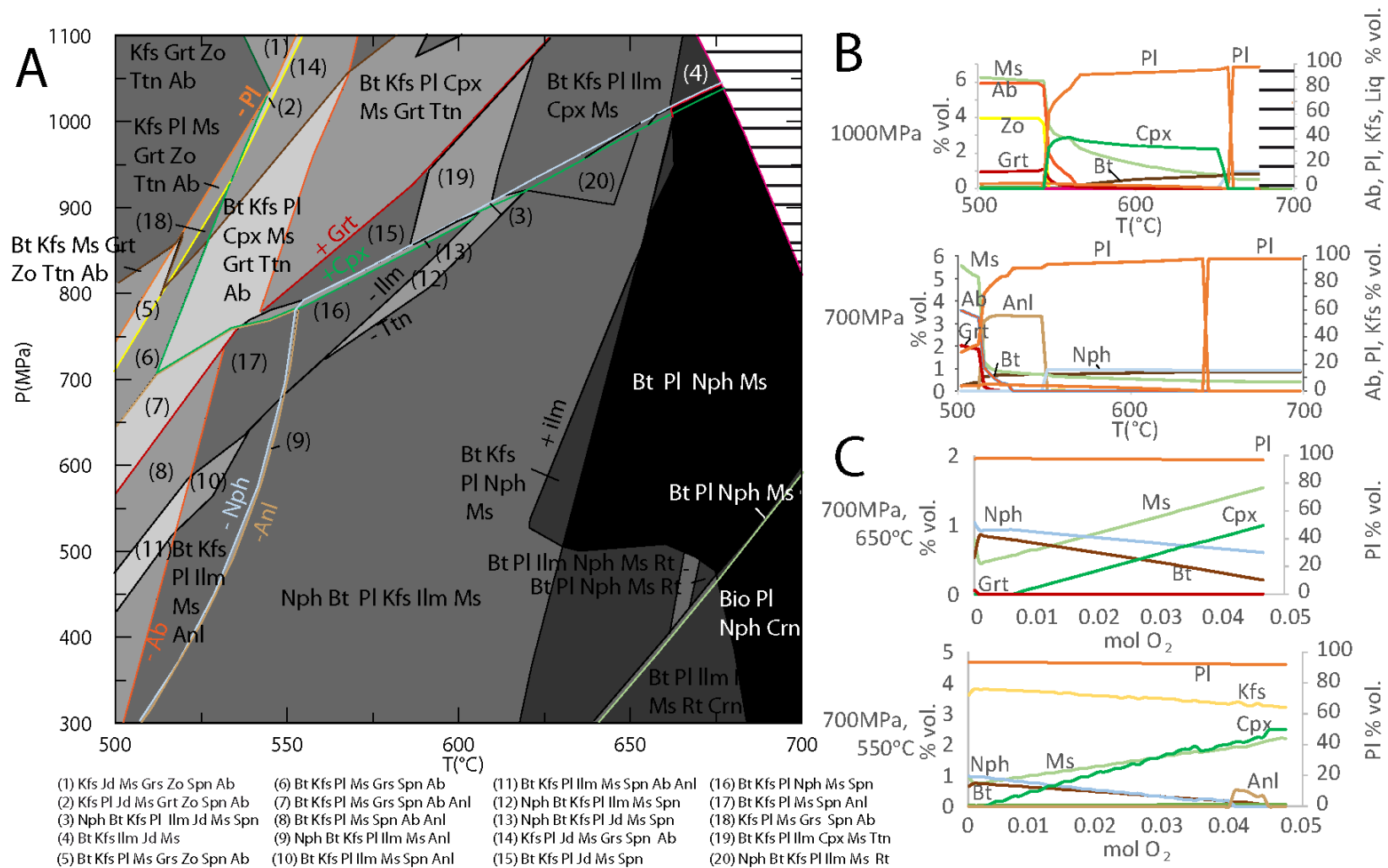


Figure 4.6: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (CQA-05-0208B du district de Port Radium-Echo Bay, Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 800°C et 925°C.

4.1.1.4 Faciès d'altération Na à muscovite et quartz

L'échantillon 10-CQA-1643A02 est une métasiltite à grains fins fortement albitisée (Figure 4.1E).

Les résultats de modélisation prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par quatre réactions principales (Figure 4.7A). La disparition du grenat forme une réaction globalement isotherme à 600°C avec les faciès à grenat occupant les champs de haute température. La paragonite (mica blanc riche en Na, $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) apparaît et disparaît à moyenne pression et moyenne température selon des réactions à pente moyenne. La disparition de la muscovite forme une réaction à pente moyenne avec les faciès à muscovite occupant les champs de haute pression et basse température. Enfin, l'amphibole apparaît à haute température et basse pression selon une réaction à pente faible à moyenne. Les minéraux accessoires sont le quartz, la biotite l'ilménite et la sillimanite.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon. L'albite diminue alors que le plagioclase augmente vers les hautes températures pour atteindre 80-90% du mode (Figure 4.7B). L'évolution du mode de la paragonite est inverse à celui de la muscovite. La biotite diminue et le grenat augmente au-dessus de 600°C. Au-dessus de 650°C, la réaction de fusion partielle consomme les réactants ($\text{Bt} + \text{Qz} + \text{Pl} \pm \text{Grt}$) jusqu'à disparition du quartz. Du fait de l'absence de quartz et de l'eau considérée en excès aux conditions subsolidus, les prédictions du modèle de fusion partielle de White et al. (2007) ne sont pas adéquates et le champ de fusion partielle, de même que le mode de liquide, ne devraient pas être considérés. Les caractéristiques clés de cette modélisation d'un faciès d'altération de type Na sont le mode important de plagioclase et la présence de muscovite.

Les diagrammes de classification de Streckeisen (Figure 4.9) et l'histogramme du mode minéralogique (D) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait cette siltite à altération sodique (#01643A02) aux faciès des amphibolites à 600°C et 700 MPa. Avec seulement 2% de minéraux autres que le quartz et feldspath, il est adéquat d'utiliser le diagramme de Streckeisen pour les roches felsiques (Figure 4.6). La caractéristique principale de cette roche est d'être composée essentiellement de plagioclase (90 % vol.), ce qui pourrait amener à la décrire comme une anorthosite à quartz, biotite et muscovite.

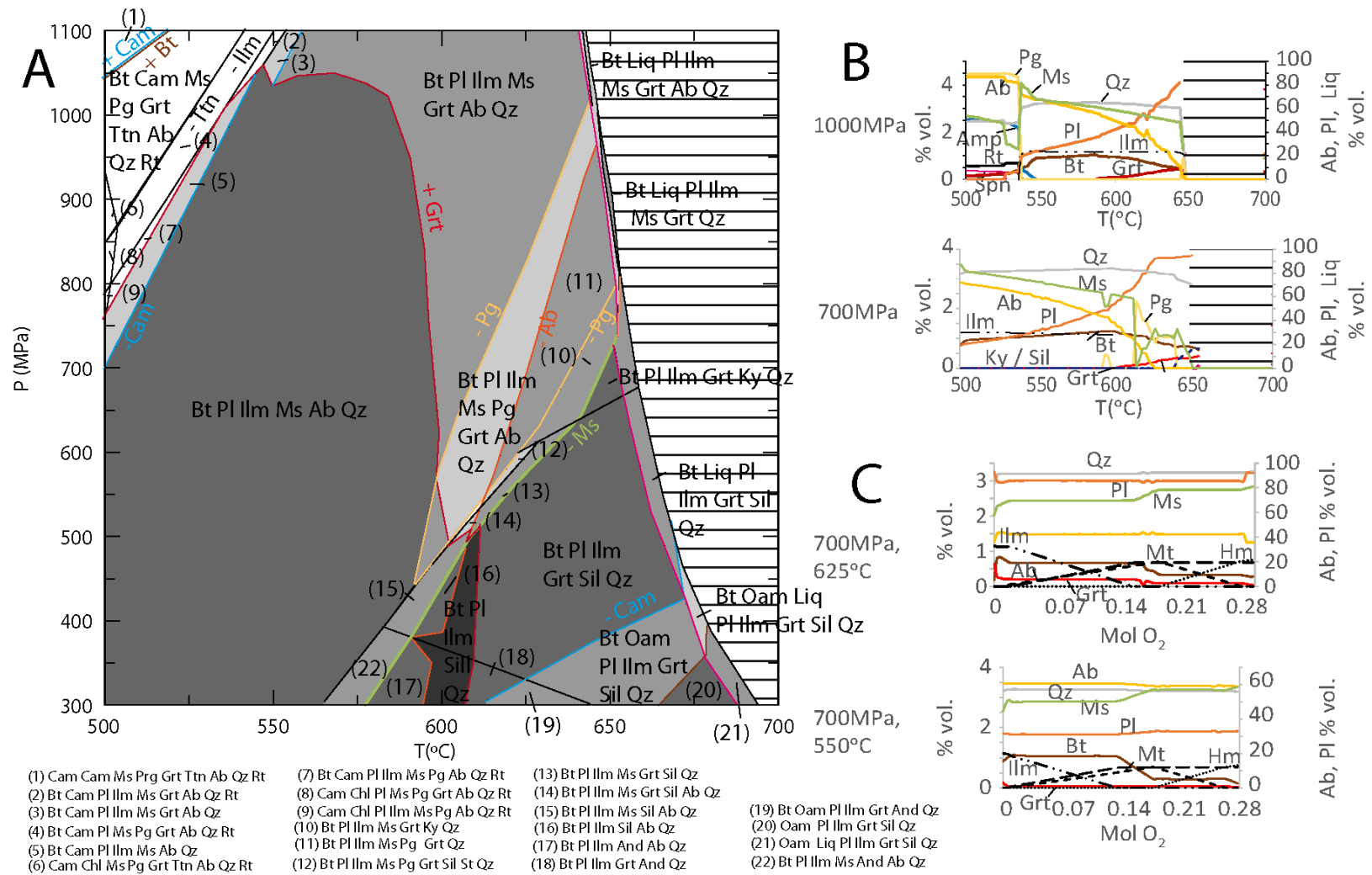


Figure 4.7: **A.** SDPI d'un faciès d'altération Na (10-CQA-1643A02 de l'indice Southern Breccia, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C.

4.1.1.5 Faciès d'altération Na-Ca-Fe surimposé par K (HT) contenant des amphiboles

L'échantillon CQA-05-0206F est une altération Na-Ca-Fe de HT à texture pseudo-pegmatitique à albite microcristalline constituant des bâtonnets à l'échelle mégascopique et à amphibole interstitielle, le tout superposé de l'altération K HT (Figure 4.1E). Cette texture a été mégascopiquement décrite par Corriveau (2010a, b) et étudié au microscope par De Toni (2016).

Les résultats de modélisation prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par quatre réactions principales (Figure 4.8A). Le plagioclase entre dans l'assemblage à haute pression et basse température selon une réaction de pente moyenne. La disparition de la muscovite forme une réaction à pente moyenne avec les faciès à muscovite occupant les champs de haute pression. La disparition du quartz se fait à haute pression selon une réaction à pente négative moyenne au-dessus de 600 MPa. La disparition du grenat forme une réaction à faible pente (presque isobarique) avec les faciès à grenat occupant les champs de haute pression. Les minéraux accessoires sont la biotite, le feldspath potassique, le clinopyroxène, l'amphibole calcique, l'ilménite et la titanite.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon. À moyenne pression (700 MPa), le mode minéralogique demeure stable le long d'un chemin prograde avec environ 60 % vol. de plagioclase, 20 % vol. de feldspath potassique, 15 % vol. de biotite, 9% vol. d'amphibole et des traces de grenat, de clinopyroxène et de spinelle (Figure 4.13B). À haute pression (1000 MPa), la disparition de l'albite et de la muscovite amène la formation de plagioclase, biotite et feldspath potassique pour atteindre des modes similaires à ceux de moyenne pression. Les caractéristiques clés de cette modélisation d'un faciès d'altération de type Na-Ca-Fe surimposé par une altération K (HT) sont le mode important de plagioclase et la présence d'amphibole.

Les diagrammes de classification de Streckeisen (Figure 4.9A) et l'histogramme du mode minéralogique (D) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait cette siltite à altération sodique (#0206F) aux faciès des amphibolites à 600°C et 700 MPa. Avec 26% de minéraux ferromagnésiens et la présence de feldspath potassique, il n'est pas rigoureux d'utiliser les diagrammes de Streckeisen. Néanmoins les proportions de plagioclase (50-60%) et feldspath

potassique (15-20%) pourraient amener à définir cette roche comme un gneiss monzodioritique à amphibole, clinopyroxène, biotite et grenat.

4.1.2 Paragenèses principales au faciès des amphibolites

Les SDPI présentées ci-dessous sont représentatives de six groupes de paragenèses, basés sur le minéral ferromagnésien principal, observées dans les modélisations au faciès des amphibolites (600°C/700 MPa) des seize échantillons de faciès d'altération sodique du Grand Lac de l'Ours. Ainsi, ces groupes se caractérisent respectivement par la présence de : 1) clinopyroxène, avec ou sans quartz (A) comme les échantillons 1375A02 (Figure 4.3) et 0113C (Figure 4.4) et; 2) biotite sans quartz (B), comme l'échantillon 208B (Figure 4.6); 3) biotite avec quartz (C) comme l'échantillon 0330A (Figure 4.5); 4) muscovite (D) comme l'échantillon 1643A02 (Figure 4.7); et 5) amphibole (E) comme l'échantillon 206F (Figure 4.8). Tous ces groupes ont cependant comme point commun de contenir une abondance de plagioclase qui constitue le minéral principal pour 15 des seize échantillons modélisés ().

Cinq modélisations d'échantillons se classent dans le groupe à clinopyroxène. Ils sont issus de faciès d'altération Na, Na-Ca-Fe de HT et Na/Ca-Fe de HT (Figures 4.11A, 4.12A) plus riches en calcium que la moyenne des faciès d'altération Na (Figures 4.12B, 4.12C, 4.12D, 4.12E). Les faciès les plus riches en clinopyroxène (~20-55 % mol) comportent le plus de CaO et le moins de SiO₂ et représentent les faciès d'altération Na-Ca-Fe de HT (Figures 4.11A, 4.12A). Ceux-ci contiennent aussi des proportions importantes de biotite (15-22 % vol.) et incluent souvent du grenat (<10 % vol.). Les paragenèses d'altération Na comportant du clinopyroxène contiennent aussi entre 1 et 5 % vol. de wollastonite. La proportion en plagioclase, quartz et feldspath potassique se positionnent dans le champ des gneiss dérivés des leucogabbros, diorites (quartzifères), monzodiorites ou d'anorthosites à clinopyroxène dans les diagrammes de Streckeisen (Figures 4.9A, 4.10A). Les proportions des minéraux ferromagnésiens prédites par les modélisations (Figures 4.9B, 4.10B) ne sont pas différentes des gneiss dérivés de leucogabbros (10-35% vol.), de diorites (quartzifères; 20-45 % vol.), de monzodiorites (20-50% vol.) ou d'anorthosites (0-10% vol.) non métamorphiques (proportion de Streckeisen, 1976). Suite au métamorphisme, ces faciès pourraient ressembler à des metabasites dérivées de leucogabbros, diorites (quartzifères), monzodiorites ou d'anorthosites à clinopyroxène. Par contre, les proportions des minéraux ferromagnésiens prédites contenus dans les roches ne conviennent pas avec leurs protolithes possibles inférés (Figures 4.9C, 4.10C). Les fortes proportions de biotite (05-CQA-0132A, 05-CQA-0113C, A) et la présence de wollastonite

(10-CQA-1375A, 09-CQA-1046F01, A) permettent de les discerner d'orthogneiss classique. La présence de clinopyroxène et non d'amphibole est aussi atypique d'orthogneiss mafique au faciès des amphibolites (Bucher et Grapes, 2011).

Six modélisations d'échantillons d'altération sodique renferment de la biotite comme minéral ferromagnésien principal. Ils sont représentés par les albitites de faciès d'altération Na subséquentement altérées ou non par un faciès d'altération K-Fe de HT (Figures 4.11B, 4.11C, 4.12B, 4.12C). Quatre de ces échantillons contiennent du quartz, et deux échantillons d'altération Na n'en contiennent pas (B). Ils peuvent aussi contenir, en proportions moins importantes, du clinopyroxène (CQA-06-0330A et 09-CQA-0093A3) ou de la muscovite (10-CQA-1643A02; Figures 4.11B, 4.11C). Les faciès à biotite sont relativement riches en SiO_2 et en K_2O , et contiennent du MgO ou du FeO en proportions non négligeables (Figures 4.12B, 4.12C). Selon les proportions QAP de ces faciès, leurs paragenèses sont similaires à celles des diorites, ou quartz monzodiorites à biotite et clinopyroxène. Ces roches de protolithes altérées ne présenteraient donc pas de caractéristiques très différentes de roches de protolithes ignés suite à un métamorphisme au faciès des amphibolites.

Une paragenèse à andésine, quartz, muscovite, biotite est prédite à $600^\circ\text{C}/700\text{ MPa}$ pour trois faciès d'altération Na (Figures 4.11D, 4.12D, 4.13). Les proportions de minéraux y sont plus stables que dans les autres paragenèses sodiques avec 80-95 % vol. d'albite et plagioclase, 3-9 % vol. de quartz, 3-5 % vol. de muscovite, et 1-2 % vol. de biotite. Dans le cas des échantillons à altération Na, de la paragonite peut aussi être stable (CQA-05-0124C, D). L'échantillon 10-CQA-1643A02 contiendrait aussi 1 % vol. d'ilménite aux mêmes conditions P-T. La D montre que les faciès à muscovite sont riches en SiO_2 , Al_2O_3 , et pauvres en MgO et FeO par comparaison aux autres faciès. Du fait de l'importance du plagioclase dans les échantillons (>80 % vol.), les gneiss dérivés de ces faciès d'altération pourraient ressembler à des gneiss anorthositiques. La présence de micas blancs les distingue de tels orthogneiss.

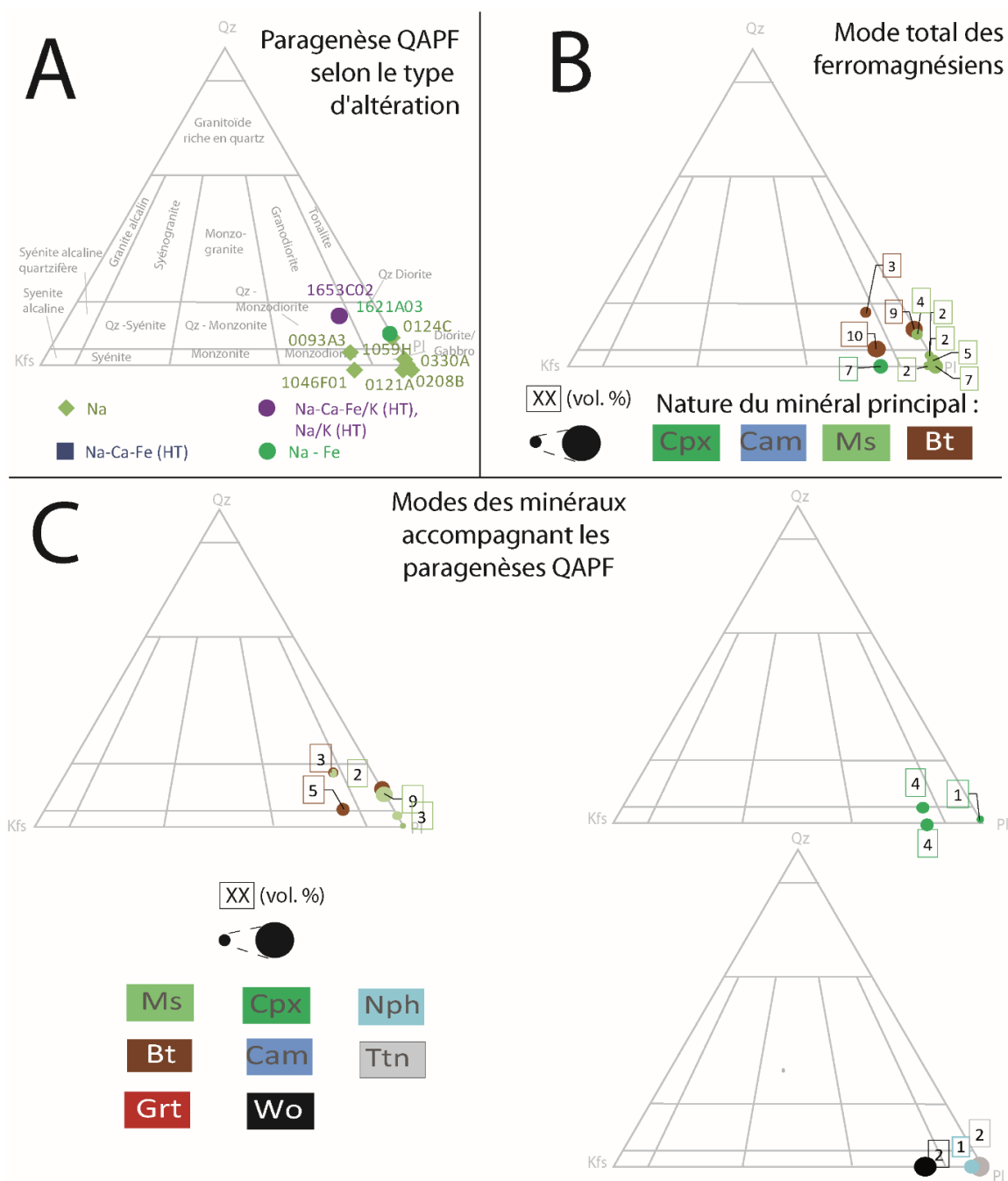


Figure 4.9: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF. **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase.

Les deux échantillons à altération Na-Ca-Fe/K de HT ont 7-8 % vol. d'amphibole prédits à 600°C/700 MPa (E). La biotite y est importante en particulier là où il y a eu une superposition d'altération K (CQA-05-0206F). Les compositions de ces deux faciès ressemblent à celles du faciès à clinopyroxène (pauvre en SiO₂, Al₂O₃, et Na₂O), sauf que les premiers sont moins riches en CaO et MgO (E). Les faciès à amphibole aux conditions 600°C/700 MPa présentent un enrichissement en FeO plus importants que les autres échantillons modélisés dans cette étude (). Selon la proportion QAP, ces faciès auraient des paragenèses similaires à celles de gneiss dérivés de monzodiorites ou de metabasites dérivés de leucogabbros (Figures 4.9, 4.10). Dans le cas de l'échantillon avec une superposition d'altération K (CQA-05-0206F), les minéraux ferromagnésiens sont composés de 2 fois plus de biotite que d'amphibole, et serait donc atypique pour un orthogneiss (E; Couthino et al., 2007; Bucher et Grapes, 2011)

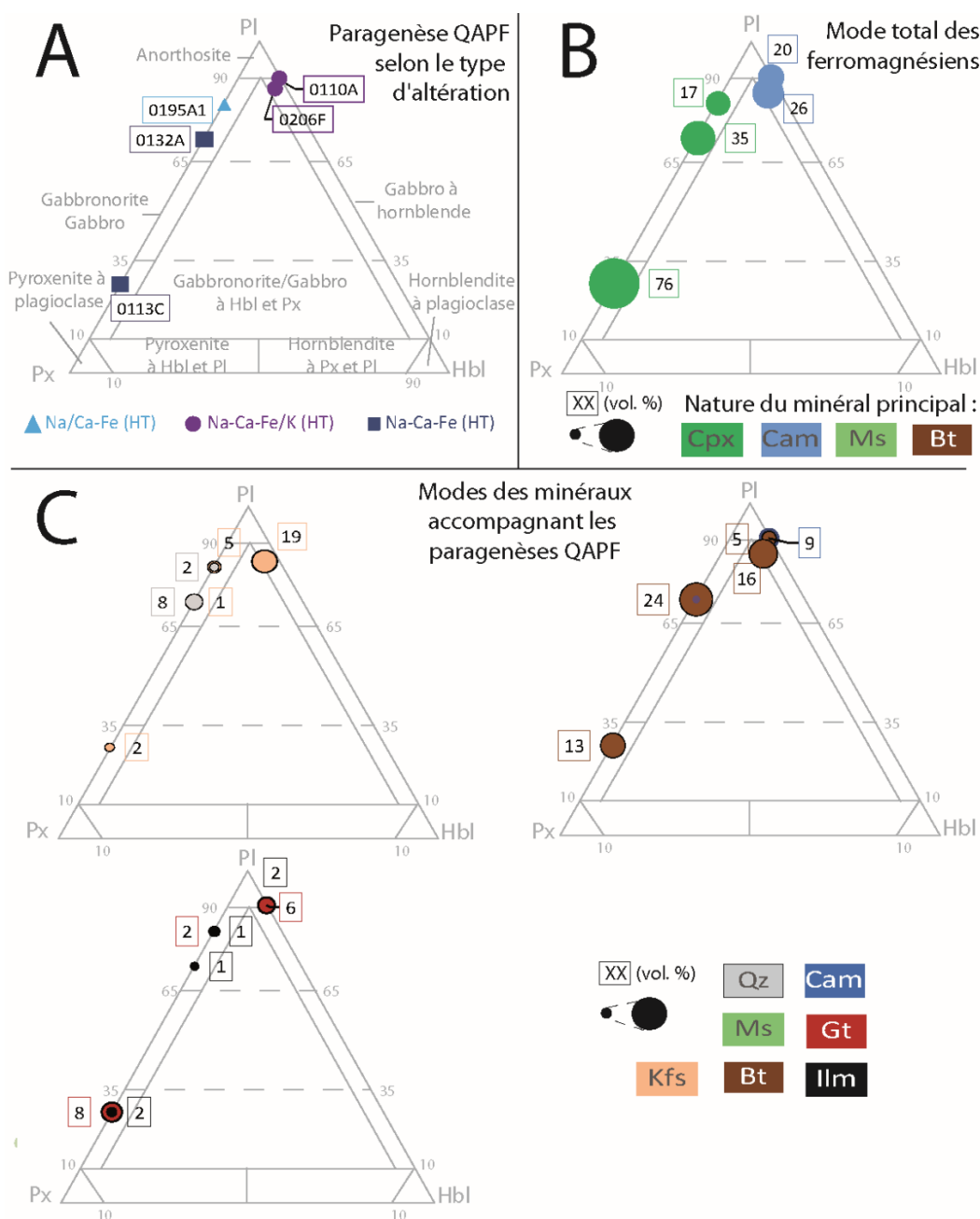


Figure 4.10: diagramme de classification des gabbros de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase et de feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, de feldspath alcalin, de plagioclase et de feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF. **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase.

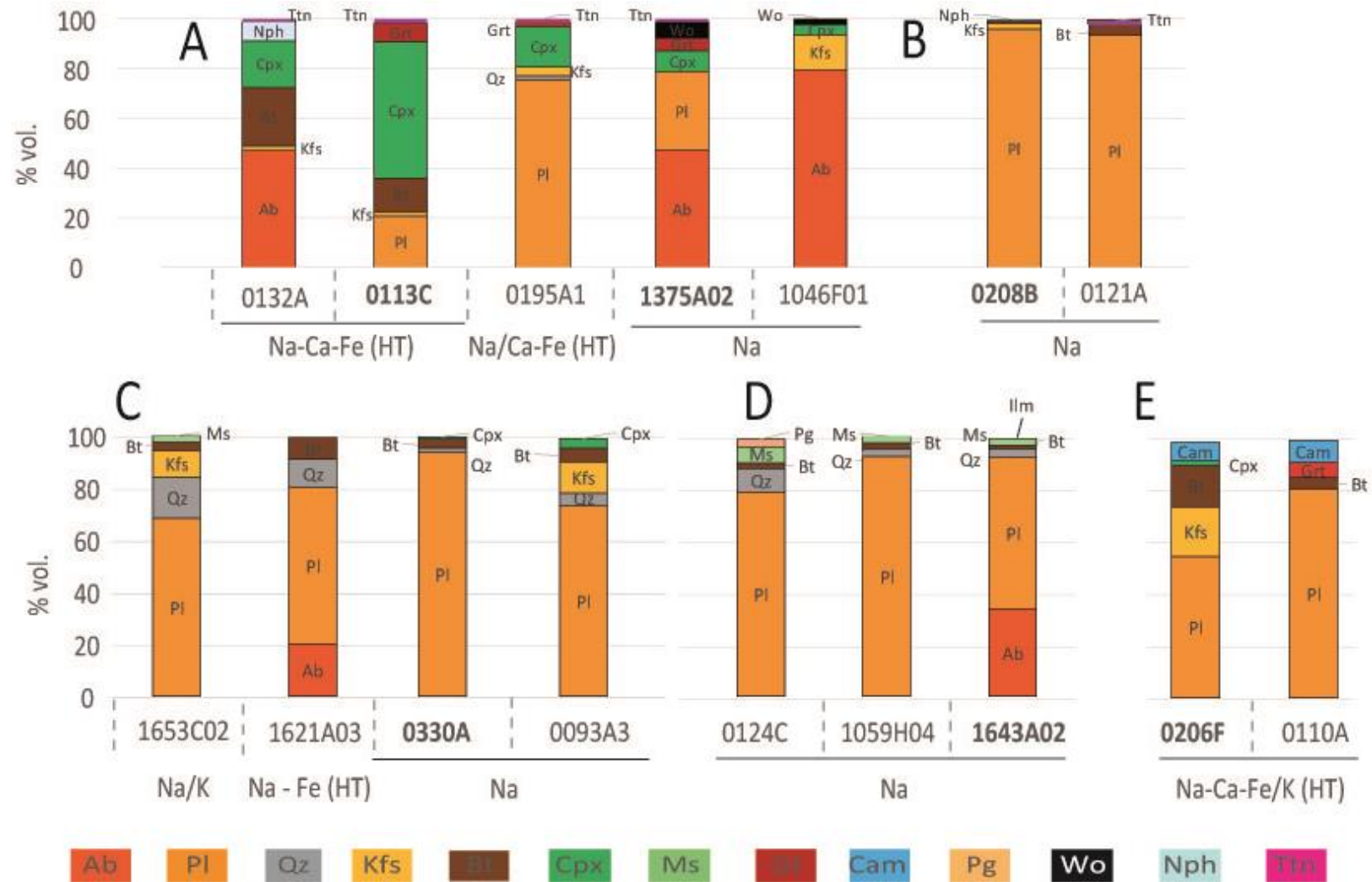


Figure 4.11: modes des minéraux (>1 % vol.) des faciès d'altération sodique intense classés selon leurs assemblages minéralogiques au faciès des amphibolites (600°C, 700 MPa MPa; les échantillons **en gras** ont leur SDPI présentée dans la partie précédente). **A.** clinopyroxène avec ou sans quartz; **B.** biotite sans quartz; **C.** feldspaths, biotites avec quartz; **D.** muscovite avec quartz; **E.** amphibole(s).

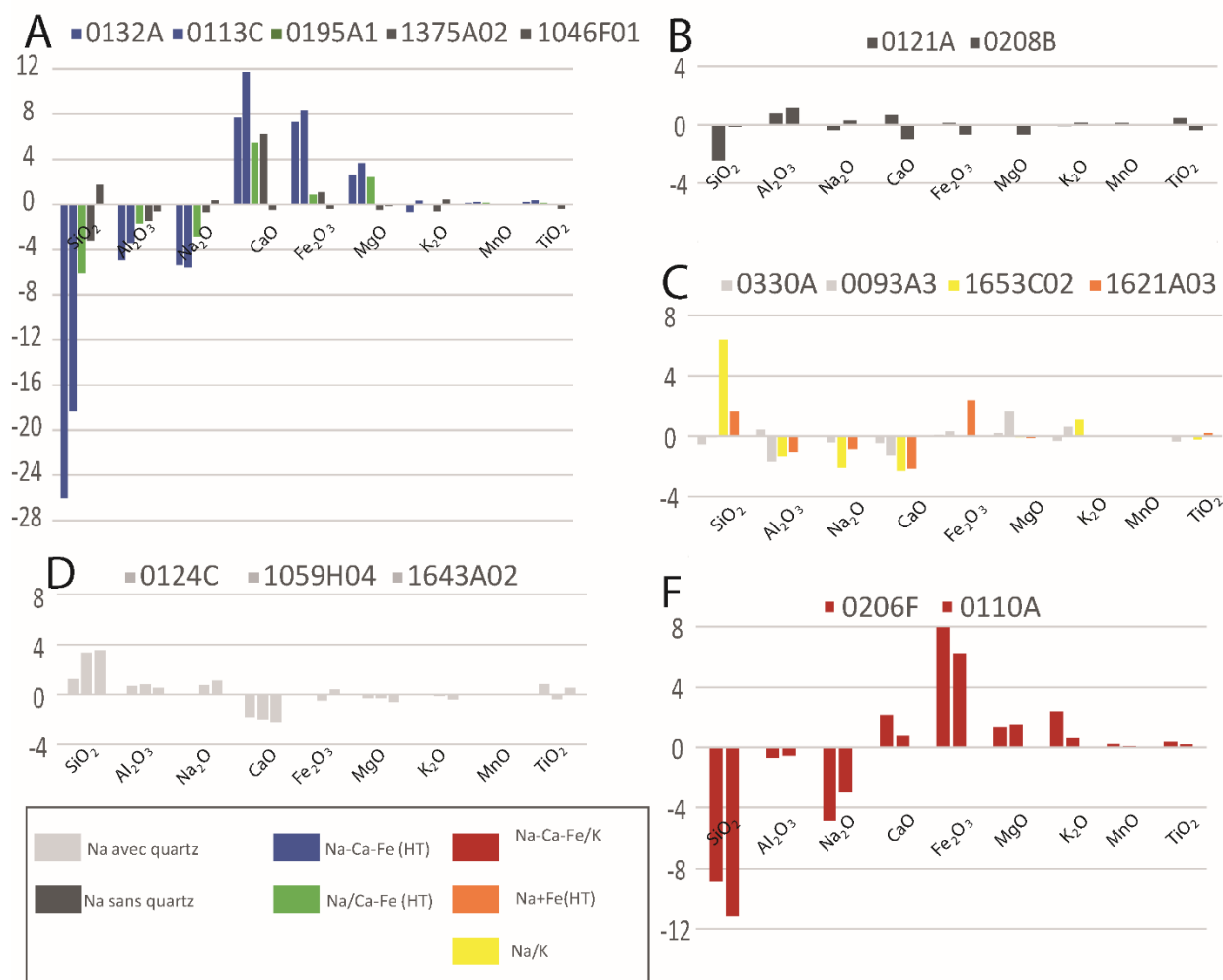
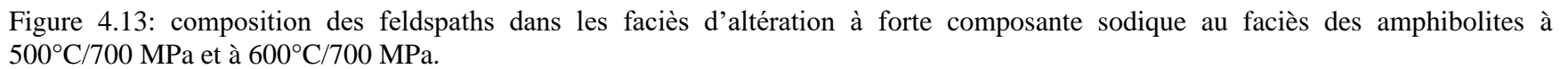


Figure 4.12: comparaison des compositions des échantillons de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours utilisés pour les SDPI et ayant une composante d'altération sodique. Pour plus de clarté, les diagrammes à barres illustrent les différences entre les compositions de ces échantillons et une composition moyenne des échantillons albitisés présentés dans cette étude. Les différents diagrammes en barres sont classés selon leurs assemblages minéralogiques. **A.** clinopyroxène avec ou sans quartz; **B.** biotite sans quartz; **C.** feldspaths, biotite avec quartz; **D.** muscovite avec quartz; **E.** amphibole(s).



4.1.3 Tétrahédre CNASH (CaO-Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O)

Les échantillons de type d'altération Na sont composés à 94-98% de SiO₂, Na₂O, Al₂O₃, et CaO. Dans ce système, les teneurs en CaO (1-9 % mol), SiO₂ (66-72 % mol) varient beaucoup et les teneurs en Na₂O (9-10,5 % mol) et Al₂O₃ (10-13 % mol) sont plus limitées. Les variations majeures de composition peuvent donc être représentées dans le sous-système chimique CNAS. Les compositions s'éloignent significativement du système CNAS dans les cas de superpositions d'altération de type Ca-Fe de HT, K-Fe ou Fe de HT. Il y a enrichissements non négligeables en MgO (1-9% mol), FeO (0.5-9,2 % mol) et en K₂O (2-3,5 % mol), pour les cas de superposition de faciès d'altération à composante potassique. Dans le cas des faciès d'altération Na-Ca-Fe de HT ou Na avec superposition de type d'altération Ca-Fe de HT, les compositions en SiO₂ sont significativement plus basses que pour les faciès d'altération Na (43-63 % mol). Les compositions des faciès d'altération Na-Ca-Fe de HT, Na/Ca-Fe de HT, Na-Fe de HT, ainsi que ceux avec superposition de faciès d'altération potassique, sont riches en sodium (4-11 % mol), mais sont plus variées (CNFMASH) que celles des faciès d'altération Na et les SDPI sont nécessaires pour la compréhension du métamorphisme de ces faciès d'altération sodique.

Le tétraèdre CNASH permet d'illustrer les variations majeures de composition des faciès Na et pourrait donc aider à expliquer les variations de paragenèses. Les Figures 4.14 et 4.15 illustrent les phases stables dans le système chimique CNASH au faciès des amphibolites à 600 C/700 MPa. La présence de clinopyroxène au faciès des amphibolites prédit par les SDPI est ainsi mise en évidence. L'ensemble des faciès à clinopyroxène se situe près du pôle de l'albite pure, dans les champs à plagioclase-grenat-zoïsite-quartz et à albite-grenat-wollastonite-quartz (Figure 4.14). Par rapport aux paragenèses calculées par les SDPI, ils manquent les minéraux ferromagnésiens principaux : le clinopyroxène, la biotite et le grenat. De plus, la plupart des faciès calculés en SDPI sont sous-saturés en quartz. Il est donc probable que même si la biotite se trouve souvent en faible quantité dans les faciès d'altération sodique (Figures 4.14, 4.15), sa présence est toutefois nécessaire afin de modéliser les faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites. Les paragenèses des faciès d'altération sodique ne peuvent être expliquées dans le système chimique CNASH.

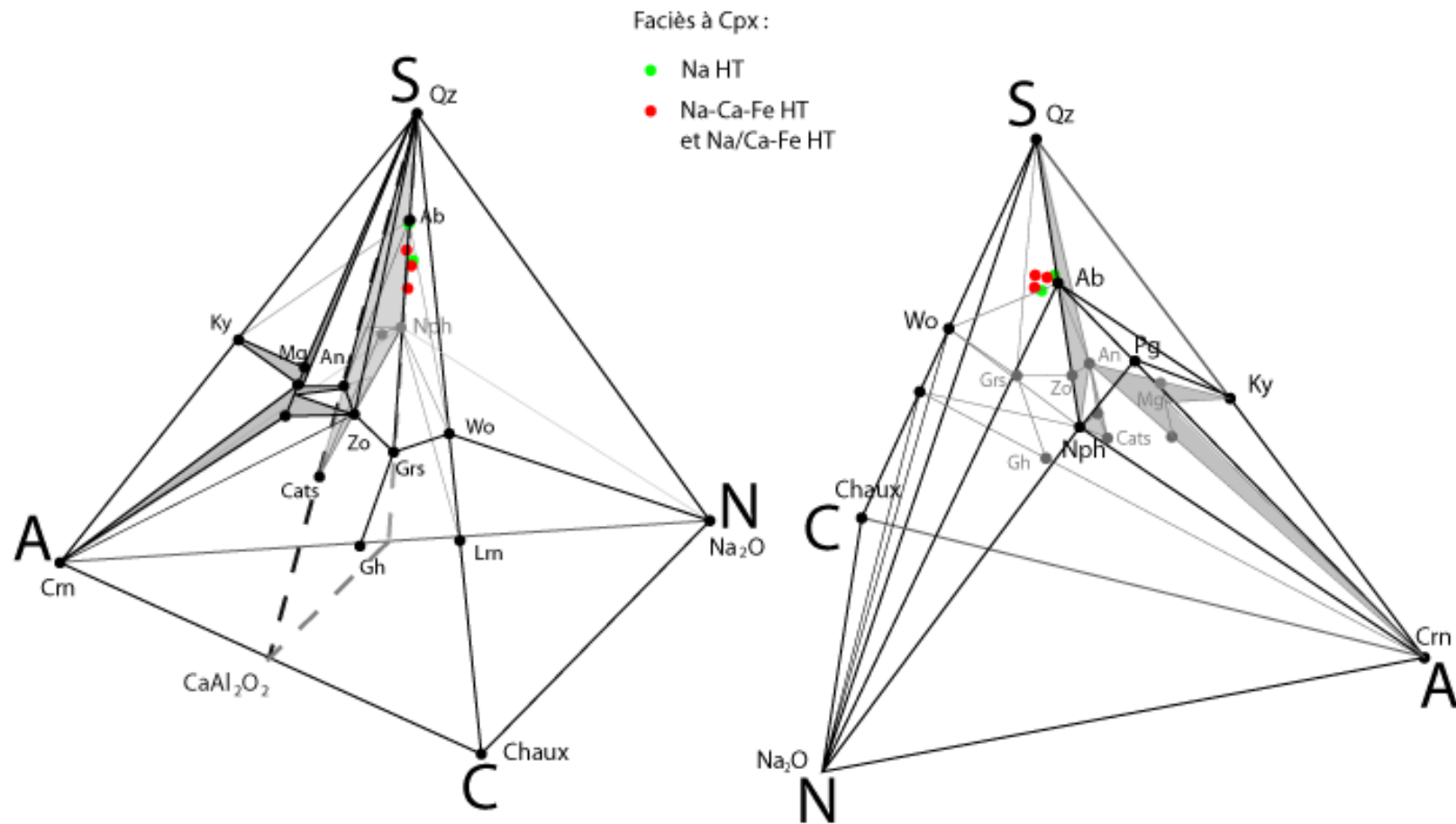


Figure 4.14: le tétraèdre CNASH (sommet : CaO , Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2) est représentatif de la composition des roches calcosilicatées micacées (Spear, 1993). Les minéraux des roches qui sont indiqués sur la figure ont été calculés comme stables grâce au logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa . Les lignes de liaison entre ces différents minéraux permettent de définir des paragenèses à quatre minéraux. Les champs grisés représentent des tétraèdres ayant au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. le plagioclase : Ab–An). Les faciès d'altération sodique se trouvent dans les champs à Pl–Grt–Zo–Qz et à Ab–Grt–Wo–Qz, ce qui contraste considérablement avec les paragenèses obtenues par SDPI. * Cats : Ca-tschemmaks pyroxène ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$).

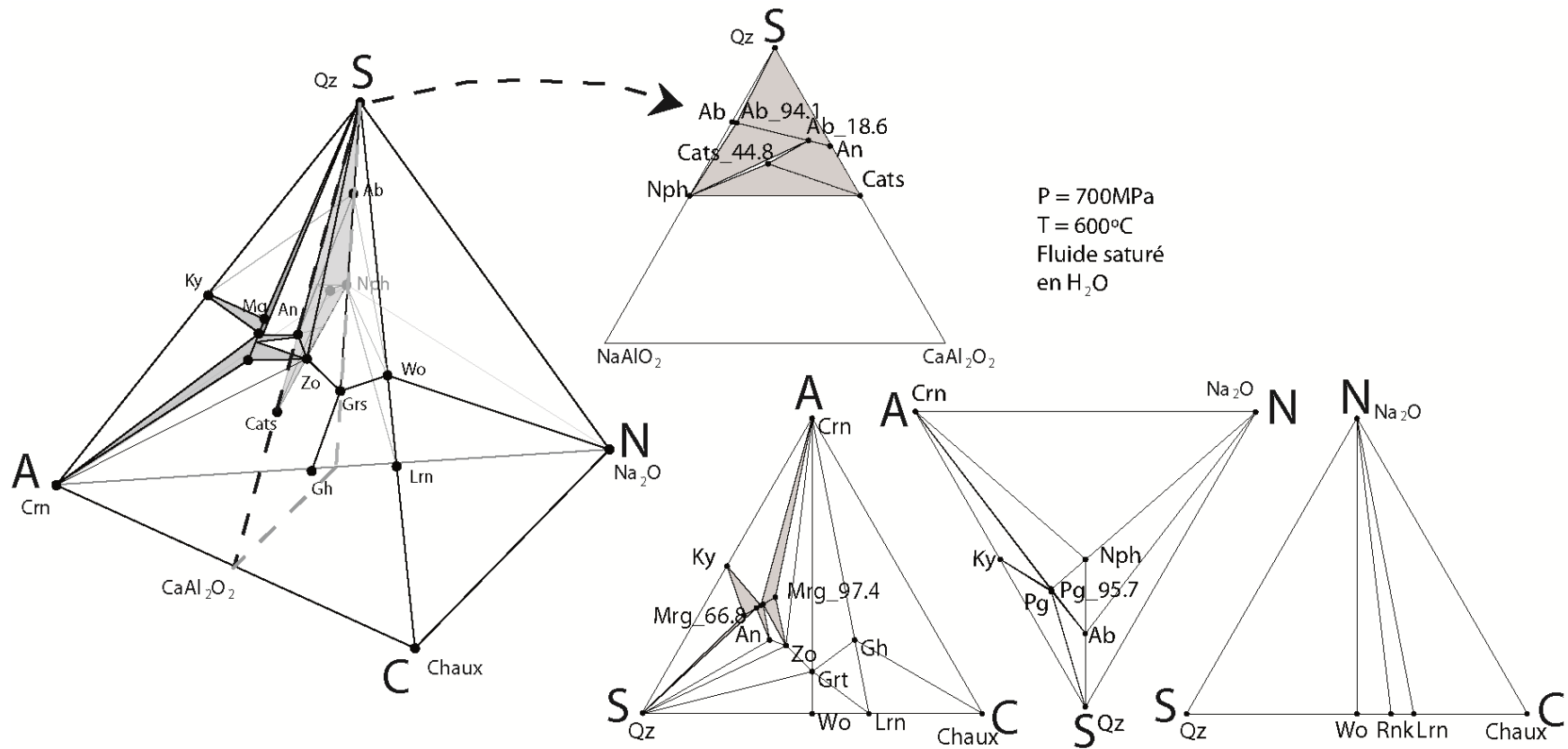


Figure 4.15: diagramme chémographique permettant de reproduire le tétraèdre CNASH (Figure 4.14). Les minéraux des roches qui sont indiqués sur la figure ont été calculés comme stables grâce au logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa. Les champs grisés représentent des tétraèdres ayant au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. le plagioclase : Ab–An). Les minéraux ne correspondant pas à des espèces minéralogiques extrêmes sont indiqués par une de ses deux composantes extrêmes (Mg–Prl; Ab–An Cats–Jd) ainsi que du pourcentage de cette dernière précédée d'un sous-tiret. Les sous-tirets qui suivent les noms abrégés des minéraux indiquent qu'il ne s'agit pas d'espèces minéralogiques extrêmes, mais d'une solution solide située entre deux extrêmes. Le nombre correspond au pourcentage de la première.

4.2 Faciès d'altération potassique et potassique-fer et hématisation

Les échantillons de faciès d'altération potassique utilisés pour les modélisations d'équilibre de phase correspondent à des faciès d'altération de felsite potassique et de K-Fe de HT plus ou moins riches en fer (Figures 4.16, 4.17). La description des échantillons qui suit provient des données inédites de L. Corriveau. Les échantillons représentatifs d'une felsite potassique sont : CQA-07-0451A, et 09-CQA-0026B02, 09-CQA-109C03 et 09-CQA-0142B02 (Figures 4.16A, 4.16B). L'échantillon 09-CQA-1170A03 représente une monzonite porphyrique avec altération potassique modérée. Les faciès d'altération K-Fe de HT sont :

- 09-CQA-1027A03 est un faciès d'altération à la transition entre K-Fe de HT et K-Fe de BT où le feldspath potassique demeure stable avec les oxydes de fer, mais où la magnétite est remplacée par de l'hématite (gîte de Sue Dianne; Figure 4.16C).
- 10-CQA-0780A02, D03 et E03, représentant différentes intensités d'altération K-Fe de HT à biotite, magnétite et mica blanc (séricite) où la proportion de K, Fe et Si est plus importante que dans l'échantillon 10-CQA-0779B03 décrit ci-dessous. Le protolithe était potentiellement lui aussi un tuf (Figure 4.16D, 4.16E).
- 10-CQA-0601C02, une altération K-Fe de HT bréchique et faiblement hématisée remplaçant intensément et bréchifiant un tuf (Figure 4.16F);
- 09-CQA-0039B03 correspond à une interdigitation de faciès K (felsite potassique à feldspath K) et K-Fe de HT remplaçant un faciès Ca-Fe de HT qui remplaçait une roche métasédimentaire albitisée (métagrès stratifié avec du métasiltstone). Les modes du feldspath potassique et de la magnétite sont élevés et dans l'ensemble la roche représente un faciès de stabilité K-Fe de HT (Figure 4.16G) ;
- 09-CQA-0056D03, une roche métasédimentaire intensément altérée dont l'assemblage biotite, magnétite et grenat et la foliation sont typiques des roches métasomatiques à faciès K-Fe de HT riche en biotite (Figure 4.16H) ;
- 09-CQA-0109D2, une brèche de magnétite recoupant un porphyre altéré en K et où le feldspath K demeure stable et où une hématisation faible est observée (Figure 4.16I) ;

- 09-CQA-1114D03, une roche métasomatique à biotite et magnétite dont le protolithe était une métaquartzite ;
- 10-CQA-0779B03, un tuf avec altération K-Fe de HT intense à magnétite, mica blanc (séricite) et biotite recoupant la fabrique originelle du tuf et une orientation préférentielle de porphyroblastes (de cordiérite albitisée?) à angle avec la stratification. Cet échantillon et le 0780 sont situés au sein du corridor de déformation qui longe la bordure est de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours. Le métasomatisme précoce à biotite et magnétite montre une très faible fabrique recoupée par l'altération K et K-Fe de HT à feldspath K, biotite, séricite où la magnétite demeure stable (Figure 4.16J);
- 10-CQA-0602C02, un tuf à cristaux de plagioclase avec altération polyphasée à K-Fe de HT de faible intensité à magnétite et feldspath potassique recoupant une altération généralisée et intense potentiellement à glauconite. L'échantillon est pauvre en Al_2O_3 (9 % poids), et n'a que des traces de Mn, Mg, Na, Ca et Ti. Le K et le Fe dominent. La composition est donc atypique par rapport aux roches métasomatiques issues des faciès d'altération K-Fe de HT et BT où le précurseur était une roche commune (Figure 4.16K);
- 09-CQA-1159A03, une dacite porphyrique avec altération K-Fe de HT intense (Figure 4.16L).

Les faciès d'altération K-Fe de BT et d'hématisation modélisés sont surimposés soit sur des faciès d'altération K-Fe de HT bréchique (09-CQA-1026A02 et 1027A03 provenant du gîte IOCG de Sue Dianne; 10-CQA-0601C02; Figure 4.17) ou des roches carbonatées altérées en magnétite où le K_2O est de moins de 1 % poids (09-CQA-0055G02; 09-CQA-1083C02; Figure 4.17).

4.2.1 SDPI d'échantillons sélectionnés

4.2.1.1 Faciès à feldspath potassique et biotite

L'échantillon 09-CQA-0109C03 est un faciès d'altération de type felsite potassique très avancé et typique au sein de laquelle on observe une légère hématisation. (Figure 4.16A).

Les résultats de modélisation aux conditions des amphibolites prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par quatre réactions principales (Figure 4.18A). La

disparition de l'amphibole forme une réaction à pente forte avec les faciès à amphibole occupant les champs de basse température (BT) et haute pression (HP). Une réaction à pente positive à basse température et négative à HT permet l'apparition du grenat à HP (supérieures à 600MPa). La disparition de la zoïsite et l'apparition de la biotite se font selon des réactions à pente moyenne très similaire en termes de condition P-T, la biotite étant stable dans le champ de BP-HT, et la zoïsite à HP-BT. Le début de réaction de fusion partielle se produit à des températures inférieures à égales à 700°C que l'eau soit considérée en excès (Figure 4.18A) ou limitée (Figure 4.19A). Les autres minéraux présents sur cette section incluent la muscovite, le quartz et le feldspath potassique, avec comme minéraux accessoires la titanite, l'ilménite et la sillimanite à HT-BP.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.18B). À haute pression, il y a diminution mineure (1-2%) du mode de la muscovite, de l'amphibole et de la zoïsite à 600°C et simultanément augmentation du mode du grenat qui n'atteint que 2%. À 700 MPa, la diminution des modes de muscovite (~5%), de l'amphibole et de la zoïsite à 600°C est concomitante à l'augmentation des modes de la biotite, du plagioclase et de feldspath potassique. Les proportions de feldspath potassique et de quartz demeurent constantes, respectivement à 60 et 30%. Les caractéristiques clés de cette modélisation d'un faciès d'altération de type K forte sont le mode important de feldspath potassique en présence de quartz et la présence d'une paragenèse de minéraux ferromagnésiens (8-11%) formée de grenat et muscovite.

La SDPI au faciès des granulites est marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par trois réactions principales (Figure 4.19A). La disparition de la muscovite et l'apparition de la sillimanite se font selon deux réactions à pentes moyennes qui coïncident fortement, avec les faciès à muscovite et sillimanite occupant, respectivement, les champs de BT-HP et HT-BP. La disparition de la biotite forme une réaction presque isotherme sous les 850 MPa, qui devient presque isobarique à plus haute pression, avec la biotite occupant les champs de HT et BP. Les minéraux accessoires (<5 % vol.) sont le plagioclase, le grenat, la sillimanite et l'ilménite. Les grenats occupent jusqu'à 3 % vol. à HT.

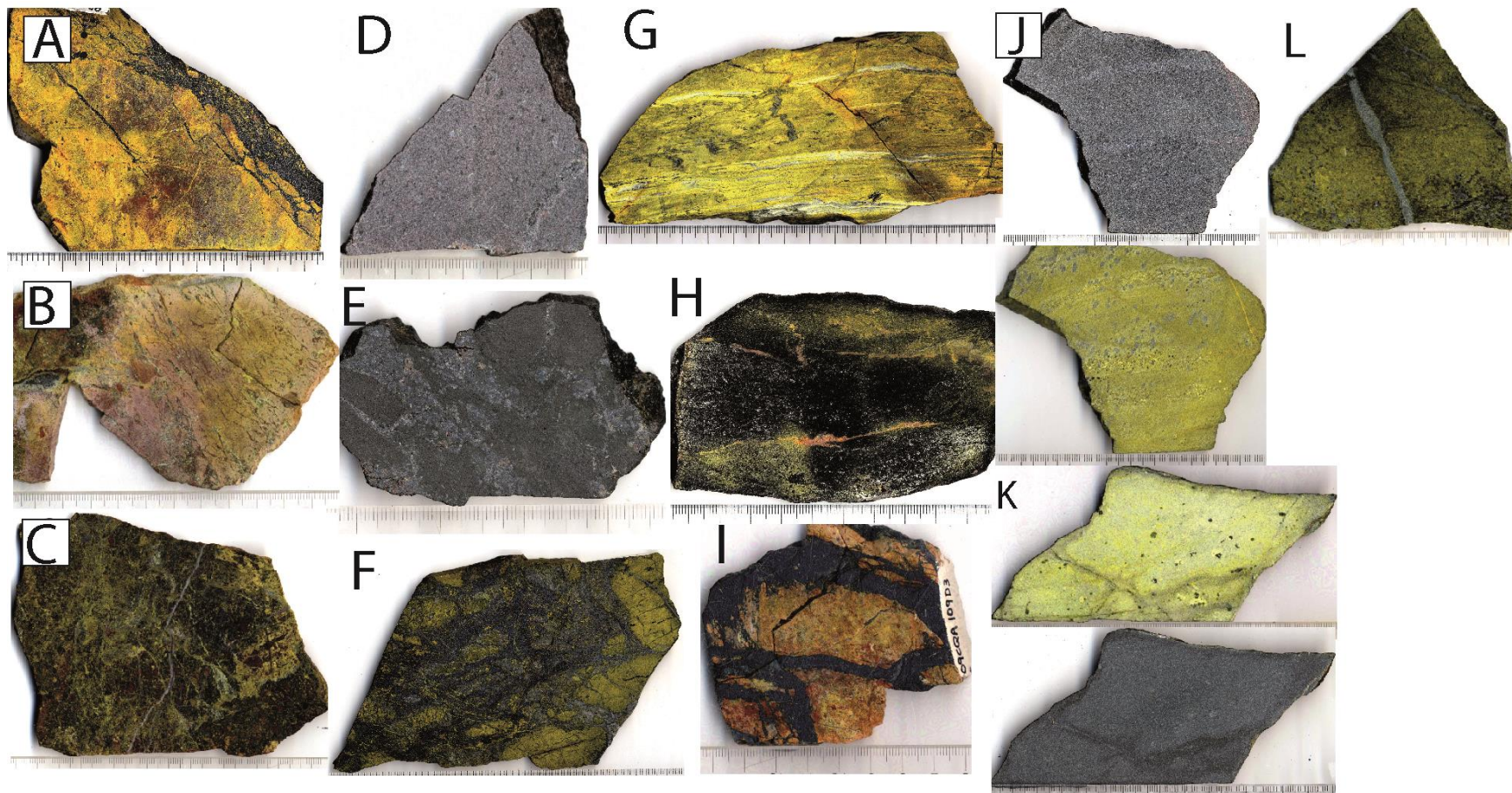


Figure 4.16: photographie de felsites potassiques teintées par coloration au cobaltinitrate utilisées dans ce rapport ; **A.** 09-CQA-0109C03 teinté par coloration au cobaltinitrate; **B.** 09-CQA-0142B02 teinté par coloration au cobaltinitrate et de faciès d'altération K-Fe et K-Fe riche en fer ; **C.** 09-CQA-1027A03; **D.** 10-CQA-0780A02; **E.** 10-CQA-0780E03; **F.** 10-CQA-0601C02 teinté par coloration au cobaltinitrate; **G.** 09-CQA-0039B03; **H.** 09-CQA-0056D03 teinté par coloration au cobaltinitrate; **I.** 09-CQA-0109D2 teinté par coloration au cobaltinitrate; **J.** 09-CQA-1159A03 teinté par coloration au cobaltinitrate en bas ; **K.** 10-CQA-0602C02; **L.** 10-CQA-0779B03.

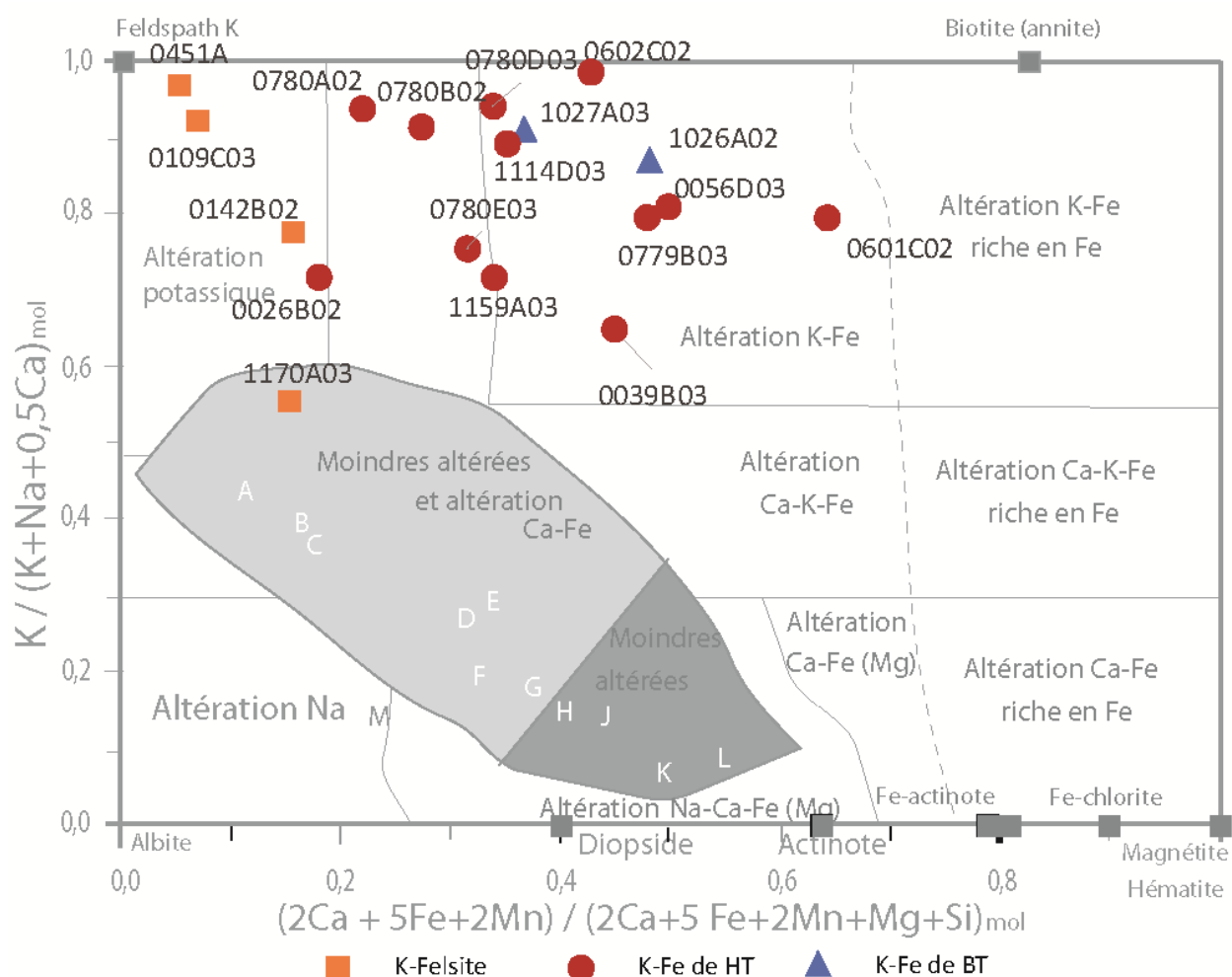


Figure 4.17: diagramme discriminant « AIOCG » de Montreuil et al. (2013) (voir légende complète Figure 2.2) avec les faciès d'altération des felsites potassiques, K-Fe de HT et K-Fe de BT des systèmes IOAA de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours évoqués dans ce rapport.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon qui est semblable pour les deux valeurs de pression (Figure 4.19B). La réaction de fusion partielle consomme la muscovite, la biotite, le plagioclase et produit du grenat, de la sillimanite et du liquide anatectique. Tout comme au faciès des amphibolites, Les proportions de feldspath potassique et de quartz demeurent constantes, respectivement à 60 et 30%.

Les diagrammes de Streckeisen (Figures 4.26, 4.27) et les histogrammes du mode minéralogique (Figures 4.28A, 4.29A) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait cette felsite potassique typique (#0109C03) aux faciès des amphibolites à 600°C et 700 MPa. En tenant compte

uniquement de la proportion de quartz-feldspath potassique-plagioclase, l'échantillon se classifie dans le champ des granites alcalins (Figures 4.26A, 4.27A). Au faciès des amphibolites, une telle roche pourrait être décrite comme un gneiss granitique alcalin à muscovite-amphibole-zoïsite-grenat à haute pression et à muscovite-biotite grenat à basse pression (Figures 4.26, 4.28). Au faciès des granulites elle pourrait être décrite comme un gneiss dérivé d'un métagranite alcalin d'anatexie à grenat (Green, 1976). Empiriquement, leur couleur rosée et leur forte proportion en feldspath potassique pourraient les apparenter à des gneiss dérivés de syénites dans les cas où le quartz demeure peu visible sur le terrain.

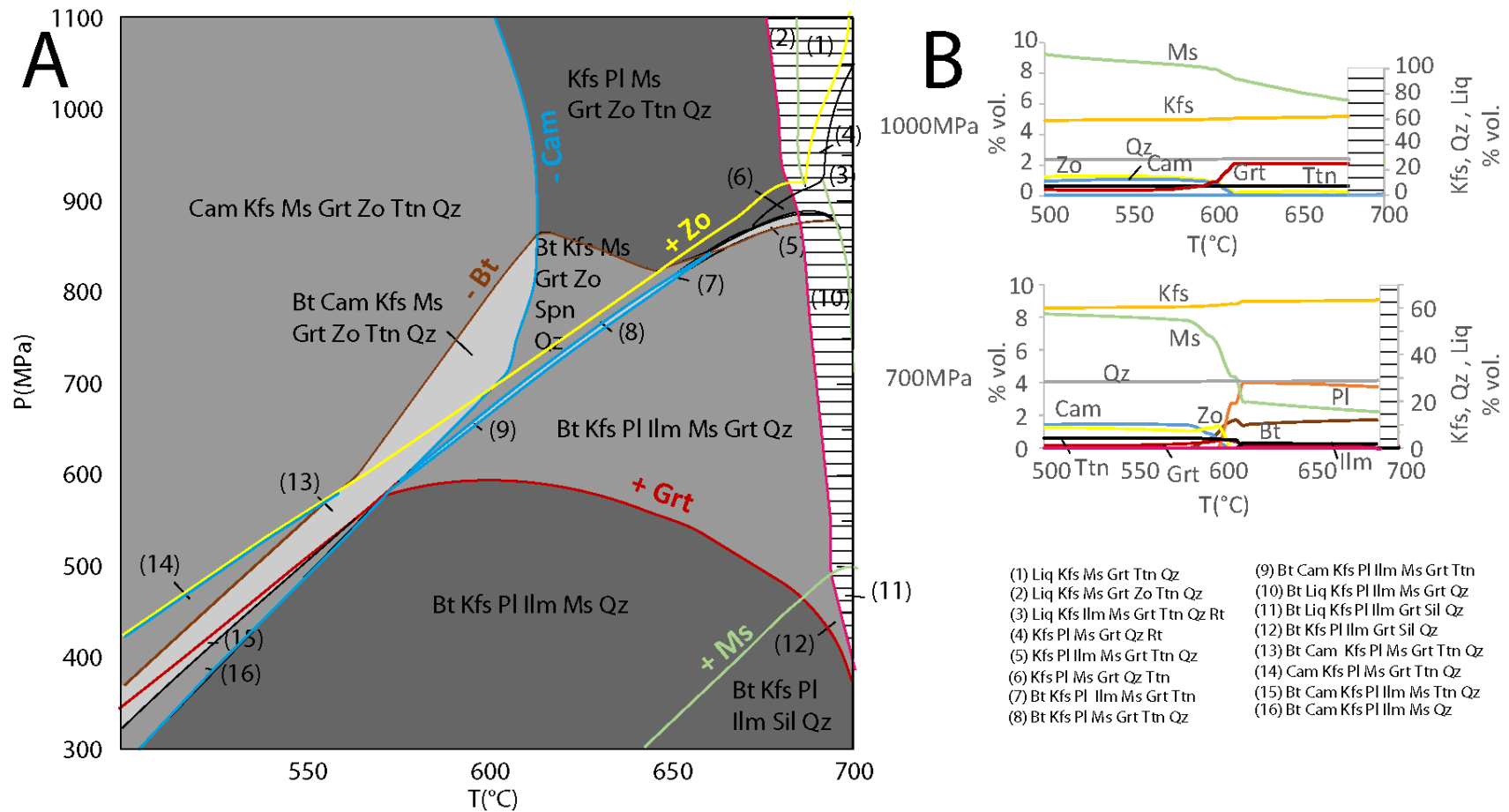


Figure 4.18: **A.** SDPI d'une rhyolite à phénocristaux de quartz avec altération potassique forte et généralisée (échantillon 09-CQA-0109C03; prospect de Brooke, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et à 1000 MPa. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées. Le modèle de fusion partielle de White et al. (2007) n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée comme étant en excès. Les diagrammes T-XO₂ n'ont pas pu être calculés pour les raisons évoquées dans la partie méthodologie.

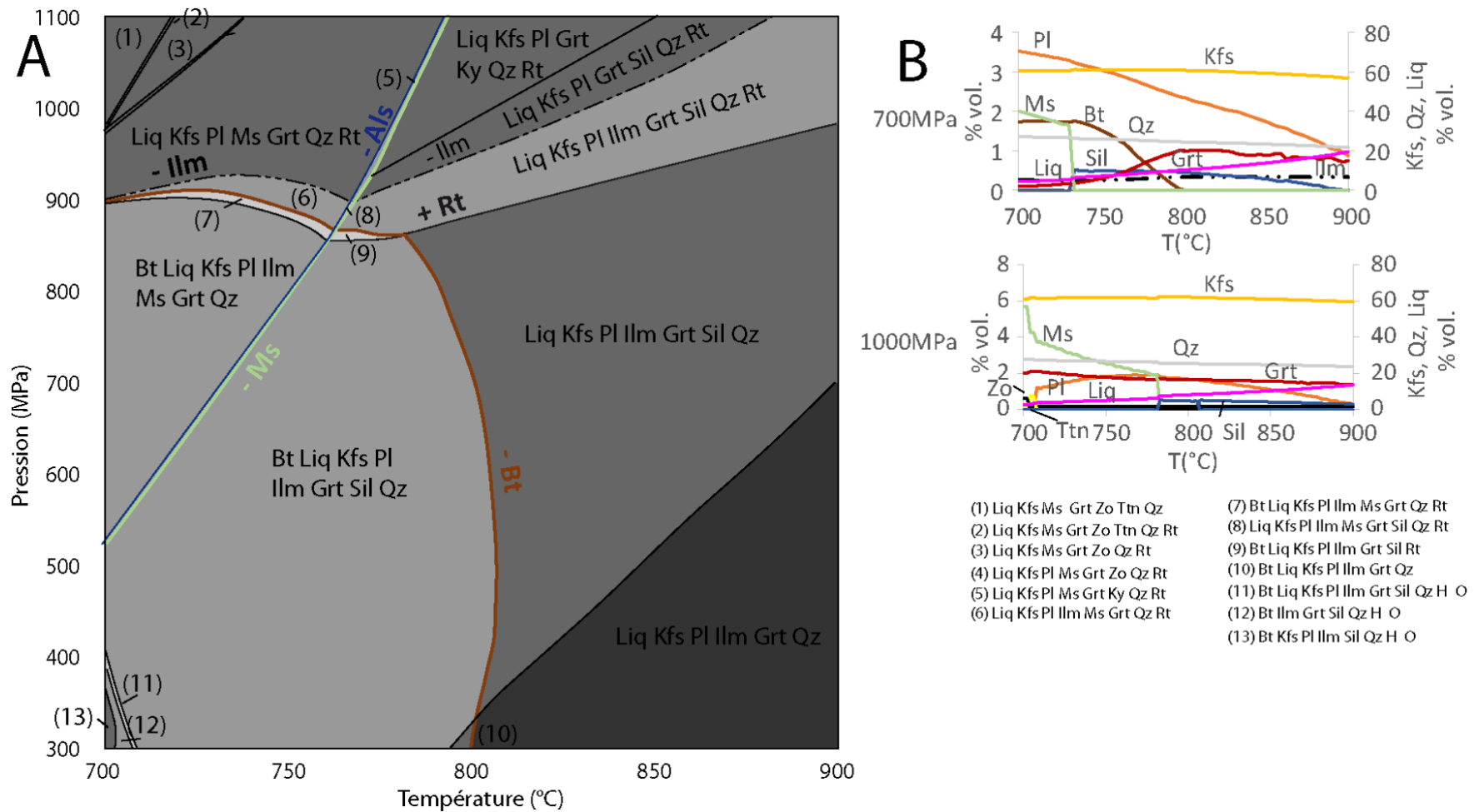


Figure 4.19: **A.** SDPI d'une rhyolite à phénocristaux de quartz avec altération potassique forte du prospect de Brooke (échantillon 09-CQA-0109C03; zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des granulites; **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 1000°C à 700 MPa et à 1000 MPa. Les diagrammes T-XO₂ n'ont pas pu être calculés pour les raisons évoquées dans la partie méthodologie.

L'échantillon 09-CQA-1027A033 est un faciès d'altération à la transition entre K-Fe de HT et K-Fe de BT où le feldspath potassique demeure stable avec les oxydes de fer, mais où la magnétite est remplacée par de l'hématite (Figures 4.16C, 4.17). La teinte de l'échantillon coloré suggère aussi la présence de séricite.

Les résultats de modélisation aux conditions des amphibolites prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par trois réactions principales (Figure 4.20A). À BT, l'apparition du grenat forme une réaction à pente très forte (presque isothermique) avec les faciès à grenat occupant les champs HT-BP. À partir de $\sim 575^{\circ}\text{C}$, le grenat disparaît selon une réaction à pente faible et négative (presque isobarique) avec le grenat présent partout sauf sous 400 MPa. La muscovite disparaît selon une réaction à pente moyenne à forte avec la muscovite stable dans le champ de BT. Enfin le plagioclase apparaît selon une réaction à pente globalement faible et il occupe le champ de BP-HT. Les autres minéraux sont l'amphibole, la biotite, le feldspath potassique, le quartz et des minéraux accessoires tel que la titanite et l'ilménite.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde prédite pour cet échantillon (Figure 4.20B). Les modes de la muscovite, de l'amphibole et diminuent et les modes du grenat et de la biotite augmentent conjointement. Le début de réaction de fusion partielle se produit à des températures inférieures à égales à 700°C que l'eau soit considérée en excès (Figure 4.20A) ou limitée (Figure 4.21A). La seule différence entre ces deux conditions est la stabilité de l'amphibole dans le premier cas, ou du clinopyroxène dans l'autre. Les caractéristiques clés de cette modélisation d'un faciès d'altération de type K-Fe de HT sont le mode important de feldspath potassique ($\sim 50\%$) en présence de quartz ($\sim 30\%$) et la présence d'une paragenèse de minéraux ferromagnésiens (17-23%) formée de grenat, d'amphibole et de biotite.

La SDPI au faciès des granulites est marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par quatre réactions principales (Figure 4.21A). L'apparition de l'orthopyroxène et la disparition de la biotite se font à des conditions P-T très similaire, selon des réactions à pente fortes (presque isothermes). L'apparition de l'olivine forme une réaction à pente positive, mais irrégulière, avec l'olivine occupant le champ de haute température, basse pression. Le plagioclase apparaît à basse pression, selon une réaction à pente irrégulière, mais globalement isobarique.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.21B). Les modes de la biotite, de quartz diminuent tandis que la proportion de liquide anatectique et du grenat s'accroissent progressivement jusqu'à 860-870°C. À ces dernières températures, il y a diminution rapide des réactifs de la fusion partielle (biotite, quartz) et augmentation du mode de l'orthopyroxène, de l'olivine, et du clinopyroxène.

Les diagrammes de Streckeisen (Figures 4.26, 4.27) et les histogrammes du mode minéralogique (Figures 4.28C, 4.29C) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait est cet échantillon de faciès K-Fe de HT (#1027A033) aux faciès des amphibolites (600°C et 700 MPa) et des granulites (800°C et 700 MPa). Les proportions de feldspath potassique, de quartz, et de biotite que devrait comporter ce gneiss pourraient le faire apparaître comme un gneiss dérivé d'un granite alcalin à amphibole, muscovite et grenat et plus particulièrement à une charnockite alcaline à orthopyroxène, clinopyroxène, grenat et olivine présentant des leucosomes au faciès des granulites.

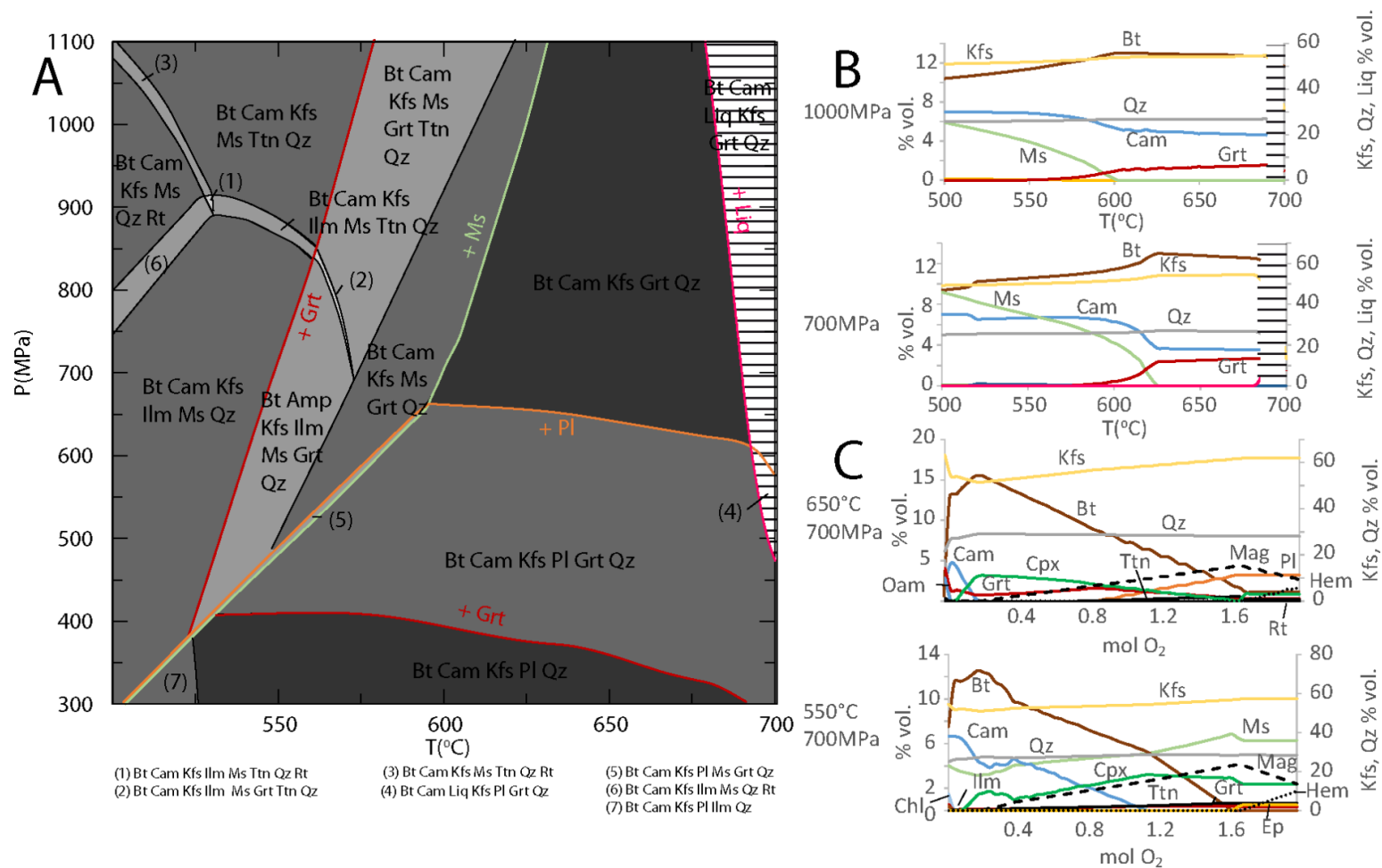


Figure 4.20: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de HT (09-CQA-1027A03, gîte IOCG de Sue Dianne, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa à 550°C et 650° C. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées. Le modèle de fusion partielle de White et al. (2007)n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée comme étant en excès.

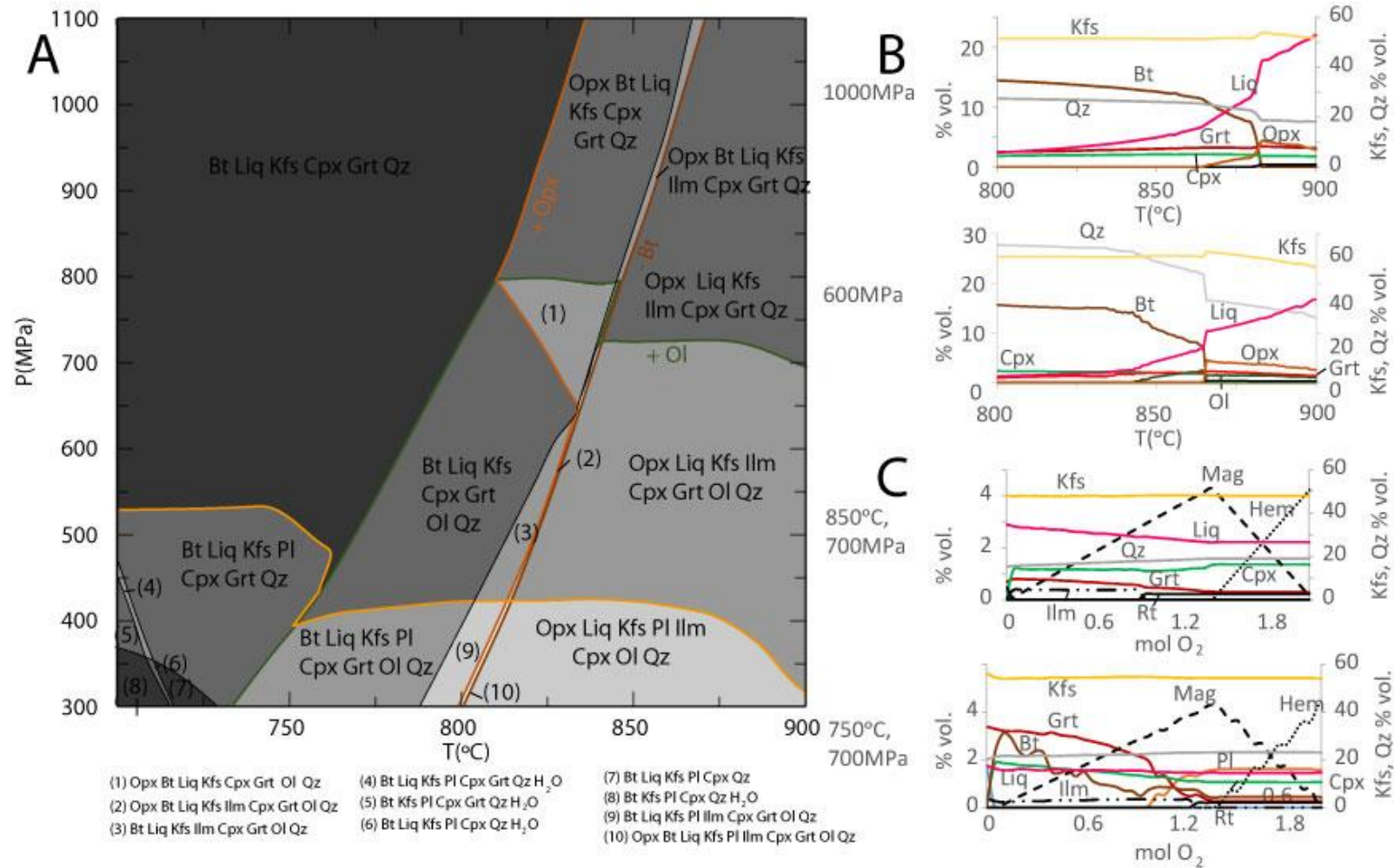


Figure 4.21: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de HT (échantillon 09-CQA-1027A03, gîte IOCG de Sue Dianne, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des granulites. **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 900°C à 700 MPa et 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 750°C et 850°C.

4.2.1.2 L Faciès à muscovite-quartz (10-CQA-0780E03)

L'échantillon 10-CQA-0780E03 est tuff affecté par un faciès d'altération K-Fe de HT. et composé de à biotite, magnétite et mica blanc (séricite)

Les résultats de modélisation aux conditions des amphibolites prédisent une SDPI qui ressemble fortement à une métapelite. Elle est marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par sept réactions principales (Figure 4.22A). Des réactions à pente moyenne à faible occasionnent l'évolution des minéraux potassiques principaux. La muscovite occupant le champ de HP-BT alors que le feldspath potassique et la biotite sont stables dans les champs de HT-BP. Le plagioclase apparaît selon une réaction de moyenne à faible pente et il occupe le champ de HT-BP. En dessous de 600°C, 3 réactions à fortes pentes (presque isothermique) font varier le cortège de ferromagnésiens. Le chloritoïde ferreux ($\text{FeAl}_2\text{SiO}_5(\text{OH})_2$) disparaît et le staurotide ferreux apparaît aux alentours de 530°C. Le staurotide disparaît aux alentours de 560°C pour stabiliser les aluminosilicates et la chlorite disparaît aussi selon une réaction à pente forte aux alentours de 580°C, au-dessus de 700MPa. Les autres minéraux présents sont le grenat, le quartz et les accessoires rutile et ilmenite dans les champs de BT-HP.

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.22B). À plus haute pression, le mode du grenat augmente aux températures d'apparition du staurotide et de la biotite, et restent relativement stable au-dessus de 600°C (15-17 % vol.). À plus basse pression au-dessus de 650°C, le mode du grenat diminue à 13% vol., ainsi que celui de la muscovite (de 20 à 13 % vol.), et le mode de la biotite augmente (de 5 à 10 % vol.).

Les résultats de modélisation aux conditions des granulites prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par cinq réactions principales (Figure 4.23A). Le début de réaction de fusion partielle se produit à des températures entre 700°C et 750°C que l'eau soit considérée en excès (Figure 4.22A) ou limitée (Figure 4.23A). En continuité avec la SDPI aux faciès des amphibolites (Figure 4.22A), la muscovite disparaît sous forme d'une réaction à forte pente. En chemin prograde, la biotite disparaît aussi selon une réaction globalement isothermique aux alentours de 775-800°C. En continuité avec la SDPI aux faciès des amphibolites, la biotite n'est pas présente à HP-BT et la muscovite est le principal minéral potassique à ces conditions P-

T. Enfin l'apparition de la cordiérite forme une réaction à faible pente (entre 350-500 MPa) avec la cordiérite occupant le champ BP-HT. Les autres minéraux présents sont le grenat, qui est stable partout, les aluminosilicates, le feldspath potassique, le quartz, la titanite, l'ilménite et le rutile.

es diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.23B). Les évolutions des modes des minéraux évoluent lors de la réaction de fusion partielle et sont cohérentes avec une réaction de type : $Ms + Qz \pm Bt \pm Pl \pm Kfs = Liq + Sil/Ky \pm Kfs$. À moyenne pression, le mode de la biotite diminue rapidement aux températures supérieures à celle de la disparition de la muscovite et le mode du grenat augmente conjointement. Les caractéristiques clés de cette modélisation est la présence de grenat-sillimanite de fusion partielle liée à la déshydratation de la biotite, mais surtout d'un mode élevé de quartz à 40-60%.

Les diagrammes de Streckeisen (Figures 4.26, 4.27) et les histogrammes du mode minéralogique (Figures 4.28C, 4.29C) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait à cet échantillon de faciès K-Fe de HT (#0780E03) aux faciès des amphibolites (600°C et 700 MPa) et des granulites (800°C et 700 MPa). Du fait de sa composition essentiellement riche en minéraux typiques des métapélites (chlorite, muscovite, staurotide et sillimanite ou kyanite), ce faciès d'altération K-Fe pourrait ressembler à une métapélite ou à d'autres paragneiss migmatitique à grenat. Par contre, la proportion de quartz est anormalement élevée pour ce type de roche ce qui en ferait plus une métapsamite, mais avec une paragenèse suspecte plus caractéristique des métapélites.

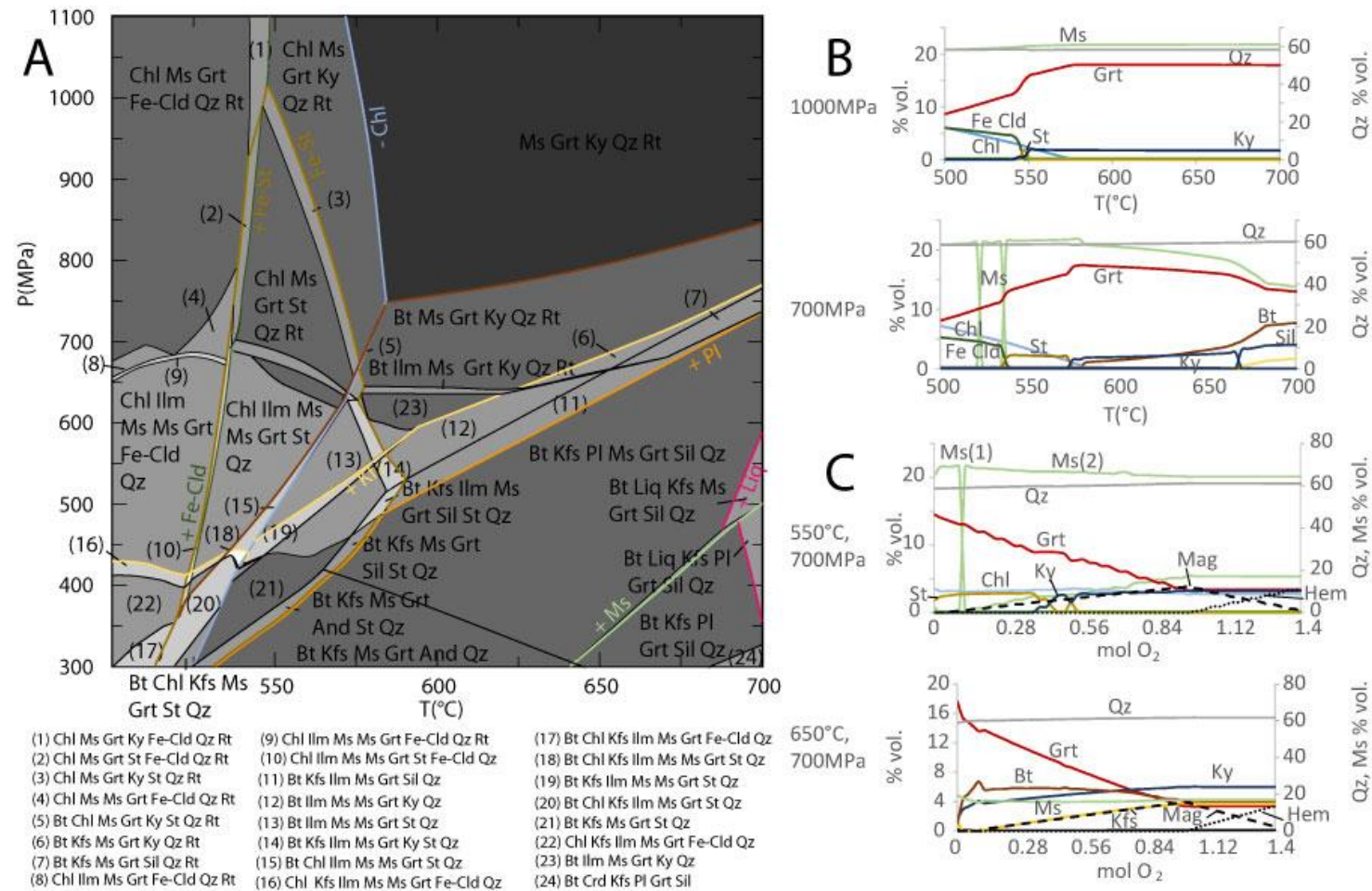


Figure 4.22: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de l'indice de Jackpot (échantillon 10-CQA-0780E03, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des amphibolites. **B.** variations de la minéralogie entre 700 et 1000°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées. Le modèle de fusion partielle de White et al. (2007) n'est pas adapté lorsque l'eau est considérée comme étant en excès.

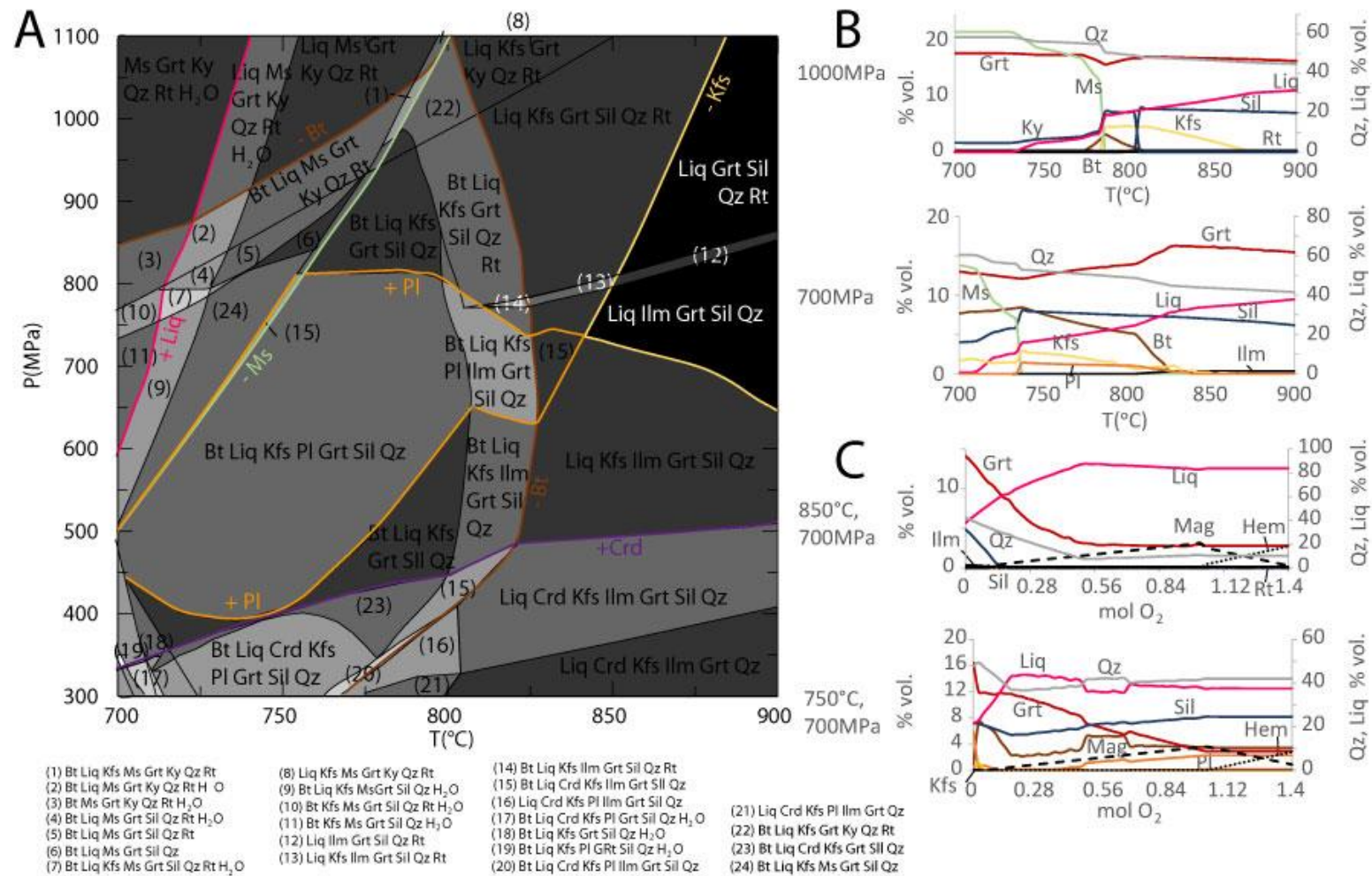


Figure 4.23: **A.** SDPI d'un faciès d'altération K-Fe de HT de l'indice de Jackpot (échantillon 10-CQA-0780E03, zone magmatique du Grand Lac de l'Ours) au faciès des granulites. **B.** variations du mode des minéraux et du volume de liquide généré par la fusion partielle entre 700 et 900°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 750 MPa et 850°C à 700 MPa.

4.2.1.3 Faciès à amphibole-clinopyroxène (10-CQA-0601C02)

L'échantillon 10-CQA-0601C02 est le faciès d'altération K-Fe le plus riche en fer modélisé dans cette étude selon le diagramme AIOCG (Figures 4.16F, 4.17).

Les résultats de modélisation aux conditions des amphibolites prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par deux réactions principales (Figure 4.24A). L'apparition de l'olivine et la disparition de l'orthopyroxène se font à basse pression selon des réactions à pente très faible (presque isobarique), l'orthopyroxène composant le champ haute pression et l'olivine se situant à basse pression. Les minéraux accessoires sont le grenat (12 % vol.), l'amphibole (15% vol.), le quartz (7,5 % vol.)

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon (Figure 4.24B). À ces conditions P-T, les modes des minéraux sont relativement stables. Les modes de la biotite (28-30%) et de l'orthopyroxène (2-5%) augmentent légèrement alors que l'amphibole diminuerait de 1 à 2 % vol. en chemin prograde.

Les résultats de modélisation aux conditions des granulites prédisent une SDPI marquée par des champs d'assemblages minéralogiques séparés par quatre réactions principales (Figure 4.25A). L'apparition du plagioclase est isobarique à BP. Le solidus forme une réaction à très forte pente entre 750-825°C. L'apparition de l'olivine forme une réaction à pente irrégulière, mais globalement faible avec l'olivine occupant le champ de BP-HT. L'orthopyroxène apparaît selon une pente très faible sous le solidus et subisothermale au-dessus et occupe les champs de HP-HT. Les minéraux accessoires sont le quartz (12,5% vol.), le clinopyroxène (7% vol.) et le grenat (7% vol.).

Les diagrammes de modes minéralogiques isobariques à 1000 et 700 MPa précisent l'évolution prograde de cet échantillon au faciès des amphibolites (Figures 4.25, 4.24B). Les modes varient de façon significative seulement aux températures au-dessus du solidus. Sous le solidus à 1000 MPa, l'assemblage minéralogique consiste à ~35% vol. feldspath potassique, 25% vol. quartz, 10% vol. grenat, 6% vol. clinopyroxène et 5% vol. orthopyroxène. Au-dessus du solidus, les modes de la biotite et du quartz diminuent jusqu'à moins de 10% vol., alors que les proportions de liquide anatectique, d'orthopyroxène, et de feldspath potassique augmentent, respectivement jusqu'à 25% vol., 30% vol., et 38% vol. À 700 MPa, les modes sont semblables mais l'orthopyroxène se fait

remplacer par l'olivine le long d'un chemin prograde. Le mode de l'olivine atteint 3-10% du mode en conditions sub- et supra-solidus, respectivement.

Les diagrammes de Streckeisen (Figures 4.26, 4.27) et les histogrammes du mode minéralogique (Figures 4.28D, 4.29D) illustrent de deux façons différentes à quoi ressemblerait est cet échantillon de faciès K-Fe (#0601C02) aux faciès des amphibolites (600°C et 700 MPa) et des granulites (800°C et 700 MPa). Bien que la quantité de minéraux ferromagnésiens est trop élevée (30% vol.) pour utiliser le diagramme de Streckeisen de façon stricte, en prenant en compte seulement les proportions de feldspath potassique-plagioclase-quartz, cet échantillon de faciès d'altération K-Fe de HT une fois métamorphisé pourrait ressembler à un gneiss dérivé de granite alcalin à grenat-amphibole-biotite aux faciès des amphibolites et à un méta-granite alcalin à biotite, grenat, clinopyroxène, orthopyroxène, et olivine au faciès des granulites. Si les feldspaths potassiques sont mépris pour des plagioclases sur le terrain, ce faciès d'altération métamorphisé pourrait être cartographié comme un gneiss dérivé d'une monzodiorite quartzifère migmatitique. Cette forte proportion d'un assemblage de minéraux ferromagnésiens particuliers permettrait de distinguer cette roche altérée métamorphisée d'une autre dérivée d'un protolithe ignée. Toutefois, ce faciès pourrait ressembler à une méta-monzodiorite riche en ferromagnésien.

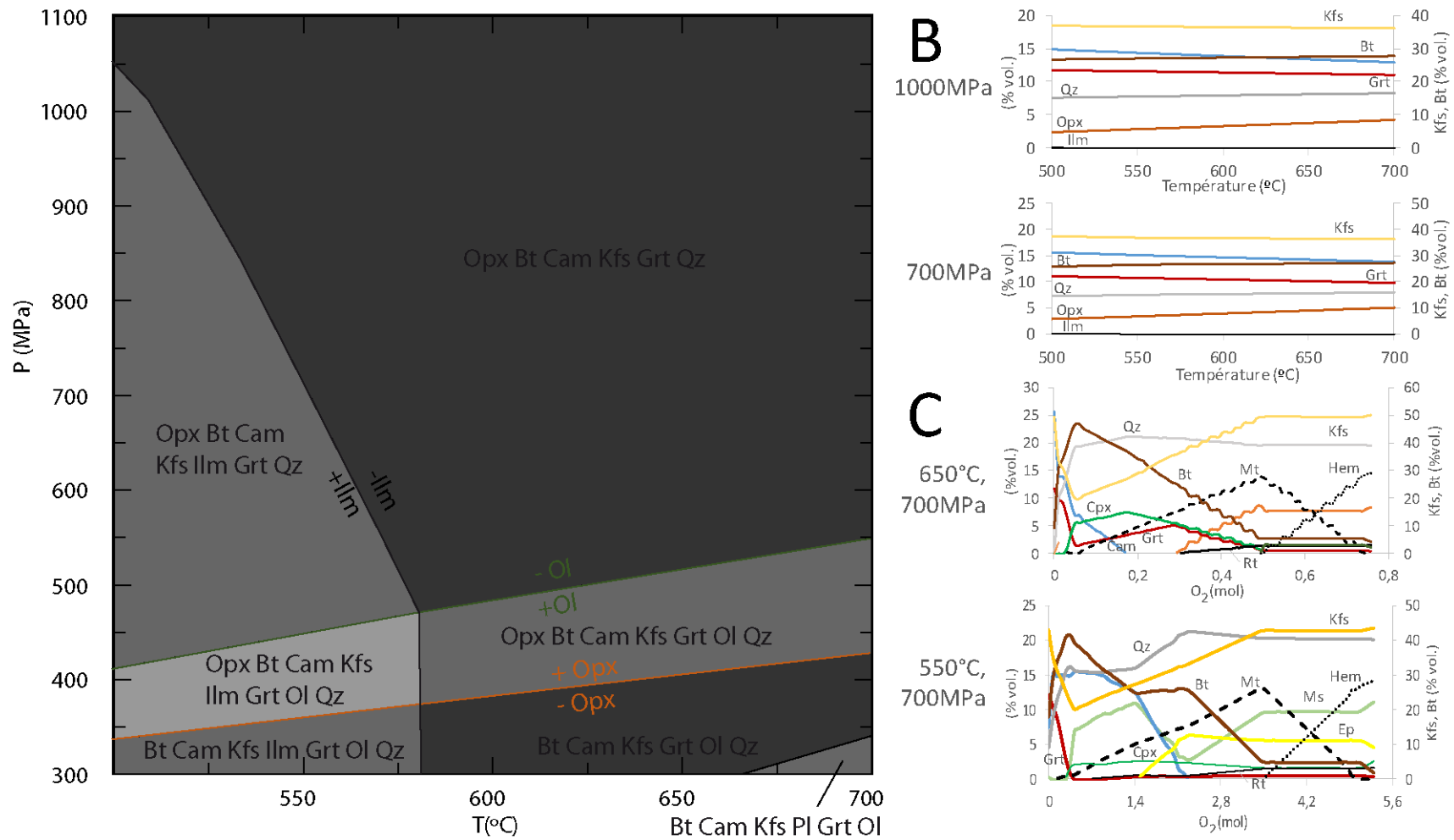
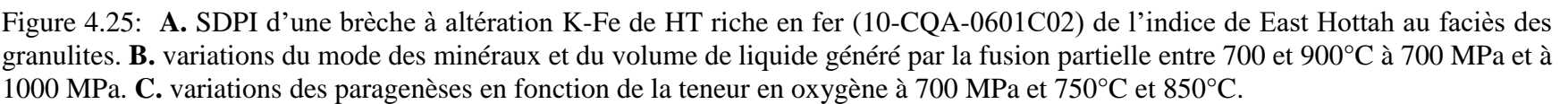


Figure 4.24: **A.** SDPI d'une brèche à altération K-Fe de HT riche en fer (10-CQA-0601C02) de l'indice de East Hottah au faciès des amphibolites. **B.** variations du mode des minéraux entre 500 et 700°C à 700 MPa et à 1000 MPa. **C.** variations des paragenèses en fonction de la teneur en oxygène à 700 MPa et 550°C et 650°C. Les prédictions de fusion partielle ne sont pas correctes pour les SDPI au faciès des amphibolites et sont donc représentées hachurées.



4.2.2 Paragenèses principales au faciès des amphibolites et des granulites

Bien qu'elles soient plus similaires entre-elles que pour les faciès d'altération sodique, les SDPI présentées ci-dessus sont tout de même représentatives de quatre groupes de paragenèses, basé sur le minéral ferromagnésien principal, observées dans les modélisations au faciès des amphibolites (600°C/700 MPa) et/ou granulites (800°C/700 MPa) des dix-huit échantillons d'altération potassique du Grand Lac de l'Ours. Le point commun à presque tous ces échantillons est de contenir une abondance de feldspath potassique (Figure 4.28, 4.29). Ainsi, ces groupes se caractérisent respectivement par la présence de : 1) biotite \pm muscovite au faciès des amphibolites (Figure 4.28A) comme l'échantillon 0109C03 (Figure 4.24) et de biotite \pm grenat sans autres minéraux au faciès des granulites (Figure 4.29A); 2) clinopyroxène dans des roches relativement pauvre en quartz au faciès des granulites (Figure 4.29B), comme l'échantillon 1027A03 (Figure 4.21); 3) muscovite, grenat ou muscovite, et plagioclase dans des roches riches en quartz au faciès des amphibolites (Figure 4.28C), ou biotite, grenat et Al_2SiO_5 dans des roches migmatitiques au faciès des granulites (Figure 4.29C), comme l'échantillon 0780E03 (Figures 4.22, 4.23); 4) biotite–amphibole au faciès des amphibolites et biotite, clino- et orthopyroxène, olivine et grenat au faciès des granulites (Figure 4.29D), comme l'échantillon 0601C02 (Figures 4.24, 4.25).

Ces groupes se distinguent aussi par leur variation de composition chimique. Le feldspath potassique compose la majorité des faciès et son mode est proportionnel aux teneurs en K_2O des échantillons (Figure 4.30A). Les deux premiers groupes se distinguent lithogéochimiquement des autres par leur richesse en potassium (Figure 4.31). La majorité des échantillons de ces deux groupes serait composée au faciès des amphibolites de plus de 40 % vol. de feldspath potassique. Les felsites potassiques sont les plus riches en feldspath potassique avec ou sans quartz ($\geq 60\%$ vol. Figures 4.28A, 4.29B). Les faciès possédants du plagioclase et qui accompagnent le feldspath potassique sont aussi plus riches en Al_2O_3 (Figure 4.30B). La proportion des minéraux ferromagnésiens augmente avec les teneurs en FeO total (Figure 4.30C). Les plus fréquents sont la biotite et le grenat, mais ils peuvent contenir aussi de l'amphibole, du clinopyroxène, de l'olivine, et de l'orthopyroxène (Figures 4.26, 4.29). Six modélisations d'échantillons se classent dans le premier groupe caractérisé par des assemblages de biotite \pm muscovite au faciès des amphibolites (Figure 4.28A) et de biotite \pm grenat sans autres minéraux au faciès granulites (Figure 4.29A).

Les deux premiers groupes sont composés essentiellement de feldspath potassique (>40 % vol.) et de biotite (≥ 10 % vol.), avec ou sans quartz, au faciès des amphibolites (Figures 4.28A, 4.28B). Ils contiennent en majorité une proportion inférieure à 10 % vol. de minéraux ferromagnésiens secondaires dont la nature varie. La biotite peut être aussi le principal minéral potassique pour les faciès pauvres en potassium (Figure 4.30A). La biotite et le quartz sont les principaux minéraux accompagnant le feldspath potassique à 600°C et 700 MPa (Figure 4.28A). Ce groupe contient des traces de titanite et parfois d'amphibole (09-CQA-0109C03; 10-CQA-0602C02), de plagioclase (09-CQA-1170A2), de zoïsite (09-CQA-0109CC03) au faciès des amphibolites (le plagioclase pouvant atteindre 30 % vol. dans le cas spécifique 09-CQA-1170A2; Figure 4.28A). Au faciès des granulites, les faciès subissent un taux de fusion partielle très variable, le grenat et le clinopyroxène sont plus fréquents, et les minéraux accessoires sont la sillimanite et l'ilménite (Figures 4.29A, 4.29B).

Le faciès le plus riche en fer (09-CQA-0056D03) a une proportion en minéraux ferromagnésiens dépassant 40 % vol. et est donc atypique des syénites communes, mais peut atteindre ce qui est observé dans les syénites et monzonites alcalines potassiques de même que les shonkinites (Corriveau et Gorton, 1993). Ce faciès pourrait aussi ressembler à une méta-mélasyérite (Streckeisen, 1974; Figure 4.26B). Une bonne partie des faciès ayant la biotite comme minéral ferromagnésien principal a entre 25 et 35 % vol. de minéraux ferromagnésiens, ce qui est supérieur aux proportions de minéraux ferromagnésiens retrouvées dans les granites mais relativement similaire à ce qui est observé encore là dans les intrusions alcalines potassiques (09-CQA-1026A02, 09-CQA-1159A03, 10-CQA-0602C02, 09-CQA-1114D03; Figures 4.26B, 4.27B ; Corriveau et Gorton, 1993). Les moins riches en fer ont moins de 25 % vol. de minéraux ferromagnésiens (essentiellement les faciès d'altération K incluant les felsites potassiques : 09-CQA-0109C03 CQA-07-0451B; 09-CQA-0142B02, 09-CQA-1170A03; K-Fe de HT et BT : 09-CQA-1027A03) et pourraient donc ressembler à des gneiss dérivés de syénites alcalines ou monzonite, de granites alcalins ou de granites à biotite et/ou muscovite (Figures 4.26, 4.27). Certains minéraux atypiques pour des orthogneiss syénitiques et granitiques peuvent être présents comme la sillimanite ou la leucite (Figures 4.26C, 4.27C).

Quatre modélisations d'échantillons se classent dans le troisième groupe caractérisé par des assemblages de muscovite-grenat ou muscovite-plagioclase (Figure 4.28C), ou biotite-grenat-

Al_2SiO_5 au faciès des granulites (Figure 4.29C). Dans ces cas, la richesse en potassium se manifeste principalement par la présence de muscovite au lieu du feldspath potassique au faciès des amphibolites (Figure 4.28C). Ces échantillons sont en majorité moins riches en potassium que ceux à feldspath potassique mais peuvent avoir des teneurs similaires (Figure 4.30A). Ils sont par contre enrichis en Al_2O_3 et relativement pauvre en K_2O comparés aux échantillons contenant principalement du feldspath potassique (Figure 4.30B). Cette richesse en Al_2O_3 est aussi marquée par des proportions importantes de grenat au faciès des amphibolites (généralement >10 % vol.; Figure 4.28C), ainsi que la présence de sillimanite au faciès des granulites (Figure 4.29C). Ce groupe contient plus de 10 % vol. de muscovite au faciès des amphibolites. Il est riche en quartz et contient généralement plus de 10 % vol. soit de biotite, soit de grenat, soit les deux à la fois au faciès des amphibolites (Figure 4.28C). Plus rarement, ils peuvent contenir du plagioclase (09-CQA-0026B). Comme minéraux accessoires, ils peuvent contenir de la kyanite (10-CQA-0780E), de l'ilménite (10-CQA-0780D03) ou du rutile (10-CQA-0780E03) à 600°C et 700 MPa. Leurs paragenèses QAP (« quartz-feldspath potassique-plagioclase »), les positionnent dans les champs des granitoïdes riches en quartz, avec ou sans feldspath alcalin (Figures 4.26, 4.27). Les composantes les plus quartzeuses sont composées de 44 et 66% de muscovite, de grenat et biotite, et ont des paragenèses ressemblant à des gneiss semipélitiques ou pélitiques (10-CQA-0780E, 10-CQA-0780D03, 10-CQA-0779B03). L'échantillon 09-CQA-0026B02 présente aussi du feldspath potassique et du plagioclase en proportion qui pourrait faire ressembler ces roches à des gneiss dérivés d'un monzogranite ou d'un granite alcalin (Figures 4.26, 4.27). Au faciès des granulites (800°C; 700 MPa), ils subissent la fusion partielle et contiennent des proportions variables de quartz, de grenat, et parfois de feldspath potassique. Les minéraux secondaires (<10%) sont la biotite, la sillimanite et parfois du plagioclase (09-CQA-0026B). Au faciès des granulites, ces faciès pourraient ressembler à des métapélites de par l'abondance du grenat et la présence de sillimanite (Figures 4.27, 4.29C). Cependant, la proportion de quartz est anormalement élevée pour ce type de roche ce qui en ferait plus une métapsamite, mais avec une paragenèse suspecte plus caractéristique des métapélites.

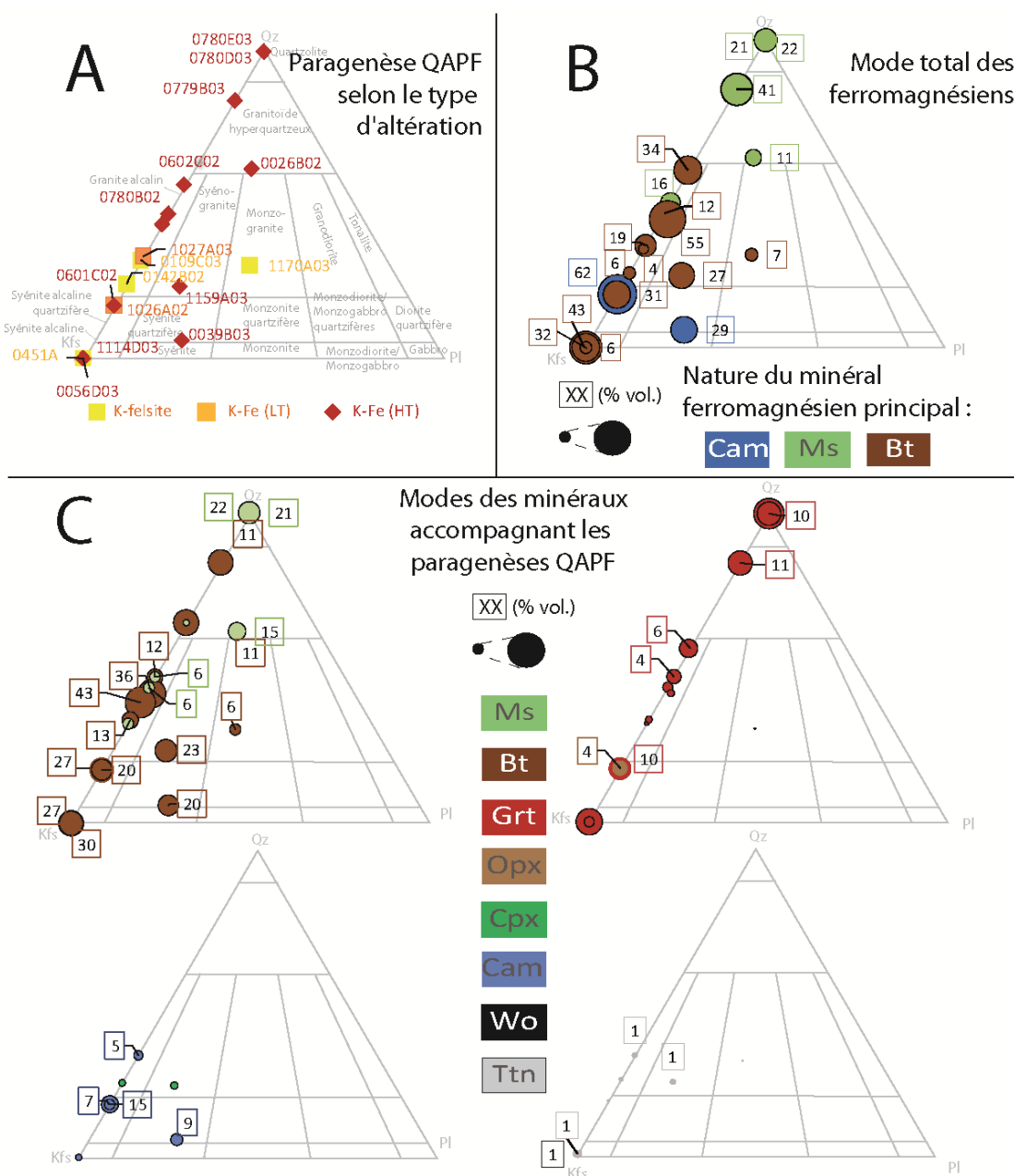


Figure 4.26: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération K et K-Fe au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.** proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase.

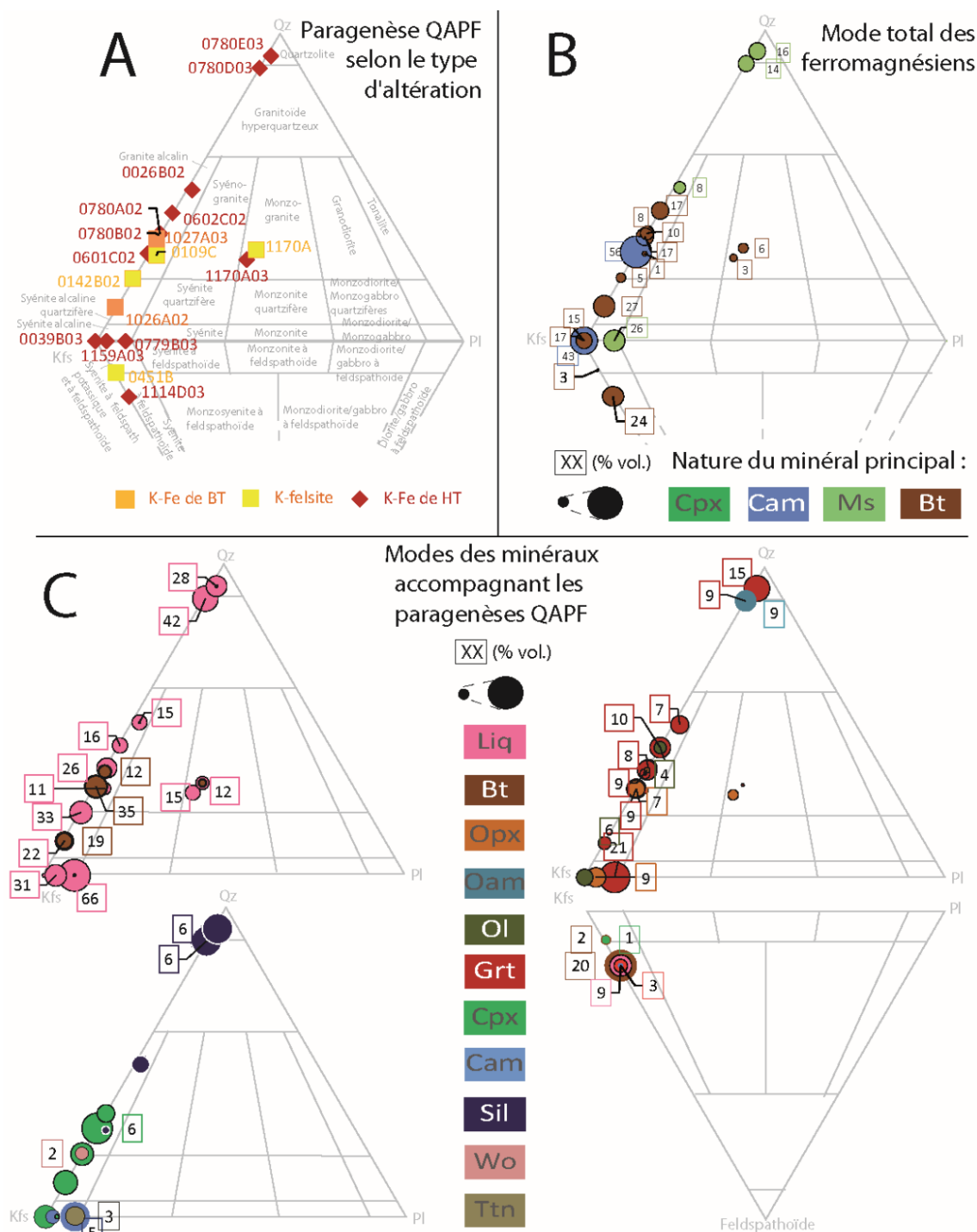


Figure 4.27: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour : Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération K et K-Fe aux faciès des granulites (800°C; 700 MPa). La position sur le diagramme QAPF indique les proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde des paragenèses prédites alors que les tailles des ronds indiquent des modes de minéraux ou des modes cumulés. Les modes sont aussi écrits sur les diagrammes quand ils sont supérieurs à 1% vol. **A.**

proportions de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que Figure 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à quartz-feldspath potassique-plagioclase (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.).

Deux modélisations d'échantillons se classent dans le quatrième groupe caractérisé par des assemblages à feldspath potassique, biotite, amphibole et quartz au faciès des amphibolites (Figures 4.28D, 4.29D). Au faciès des granulites, les paragenèses ont la particularité de ne pas être affectées par la fusion partielle jusqu'aux températures de 750-800°C (p.ex. l'échantillon 10-CQA-0601C02; Figures 4.25A, 4.25B) et elles sont à feldspath potassique, biotite, clino- et orthopyroxène, olivine et grenat. Les deux échantillons présentant ces paragenèses prédites sont pauvres en SiO₂ et riches en FeO (Figure 4.31D). Les proportions de plagioclase-feldspath potassique-quartz composent seulement 40 à 70 % vol. de la roche et les proportions des ferromagnésiens sont bien trop élevés pour utiliser le diagramme de Streckeisen (>30 % vol.).

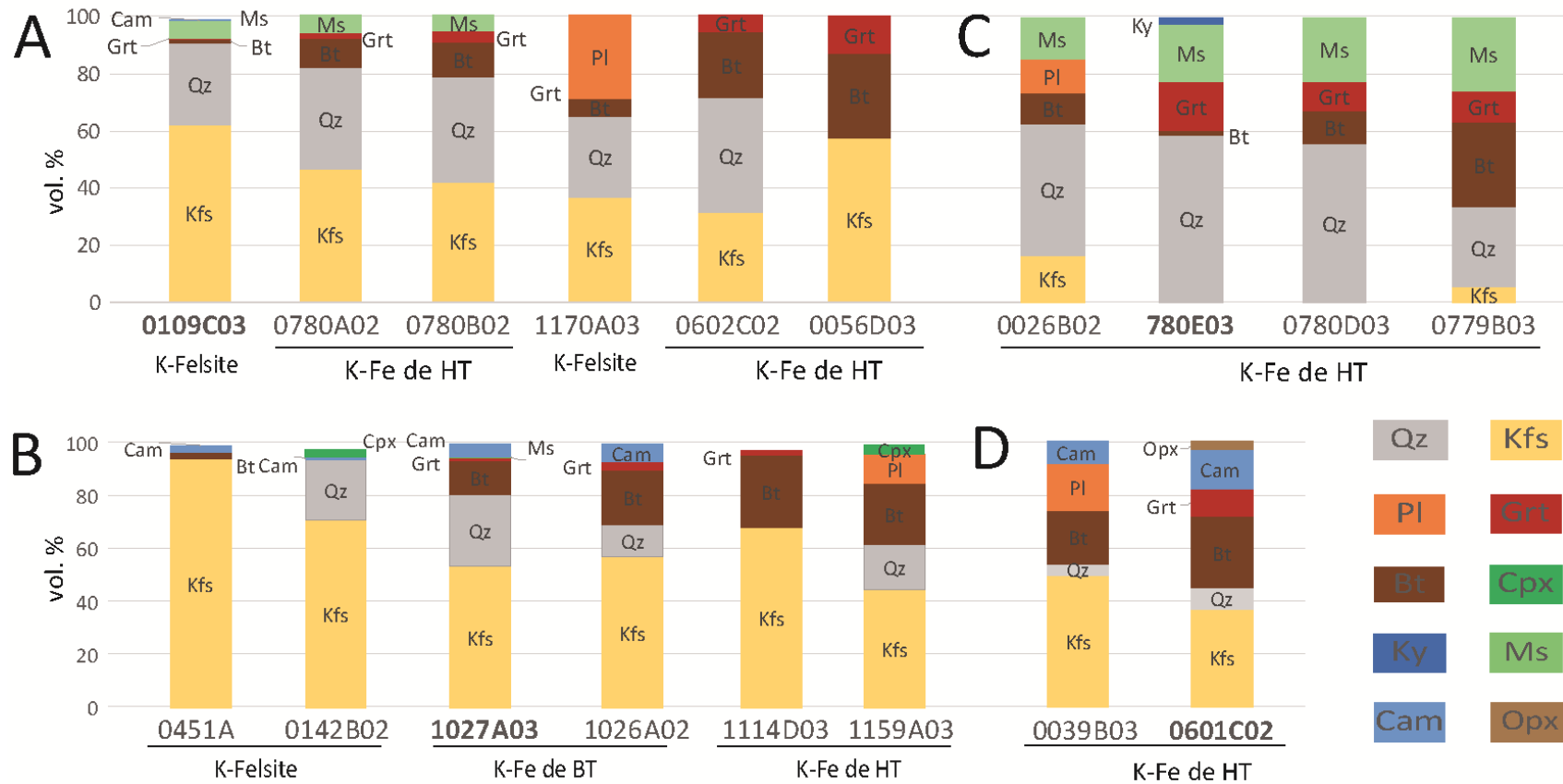


Figure 4.28: modes des minéraux (>1 % vol.) des faciès d'altération K et K-Fe au faciès des amphibolites classés selon leurs assemblages de minéraux (600°C/700 MPa; les échantillons **en gras** ont leur SDPI présentée dans la partie précédente). Les minéraux incluant le fer sont essentiellement les silicates, car le fer est entièrement sous la forme de fer ferreux. Les effets de la présence de fer ferrique (permettant la cristallisation de magnétite ou d'hématite) sont testés dans la sous-partie 4.2.3. **A.** Kfs-Bt-Grt± Qz ± Liq; **B.** Kfs-Qtz-Bt-Grt-Sil; **C.** Kfs-Cpx; **D.** Kfs-Opx-Cpx± Ol± Bt± Grt± Liq.

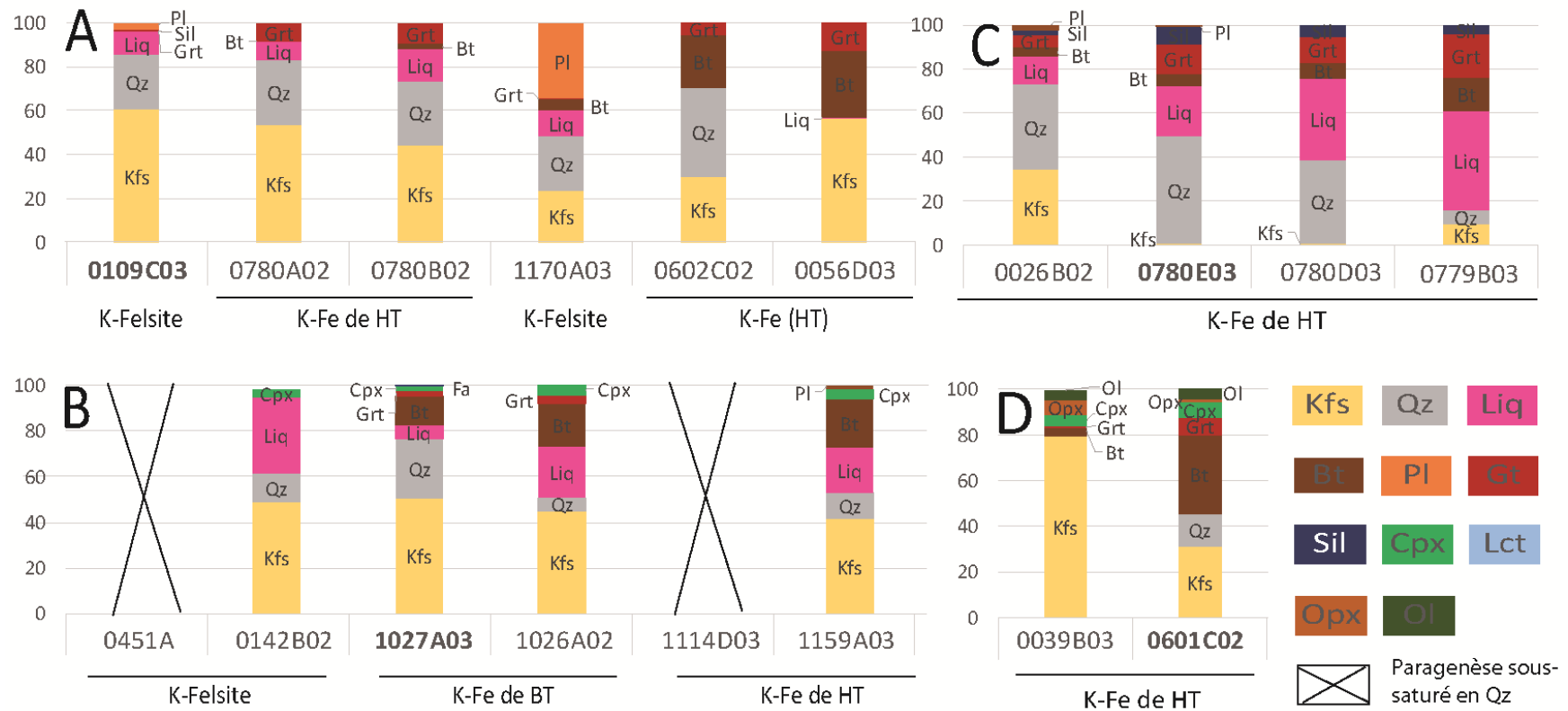


Figure 4.29: modes des minéraux (>1 % vol.) des faciès d'altération K et K-Fe au faciès des granulites classés selon leurs assemblages de minéraux (800°C/700 MPa MPa; les échantillons **en gras** ont leur SDPI présentée dans la partie précédente). Les minéraux incluant le fer sont essentiellement les silicates, car le fer est entièrement sous la forme de fer ferreux. Les effets de la présence de fer ferrique (permettant la cristallisation de magnétite ou d'hématite) sont testés dans la sous-partie 4.2.3. **A.** Kfs-Bt-Grt± Qz ± Liq; **B.** Kfs-Qtz-Bt-Grt-Sil; **C.** Kfs-Cpx; **D.** Kfs-Opx-Cpx± Ol± Bt± Grt± Liq.

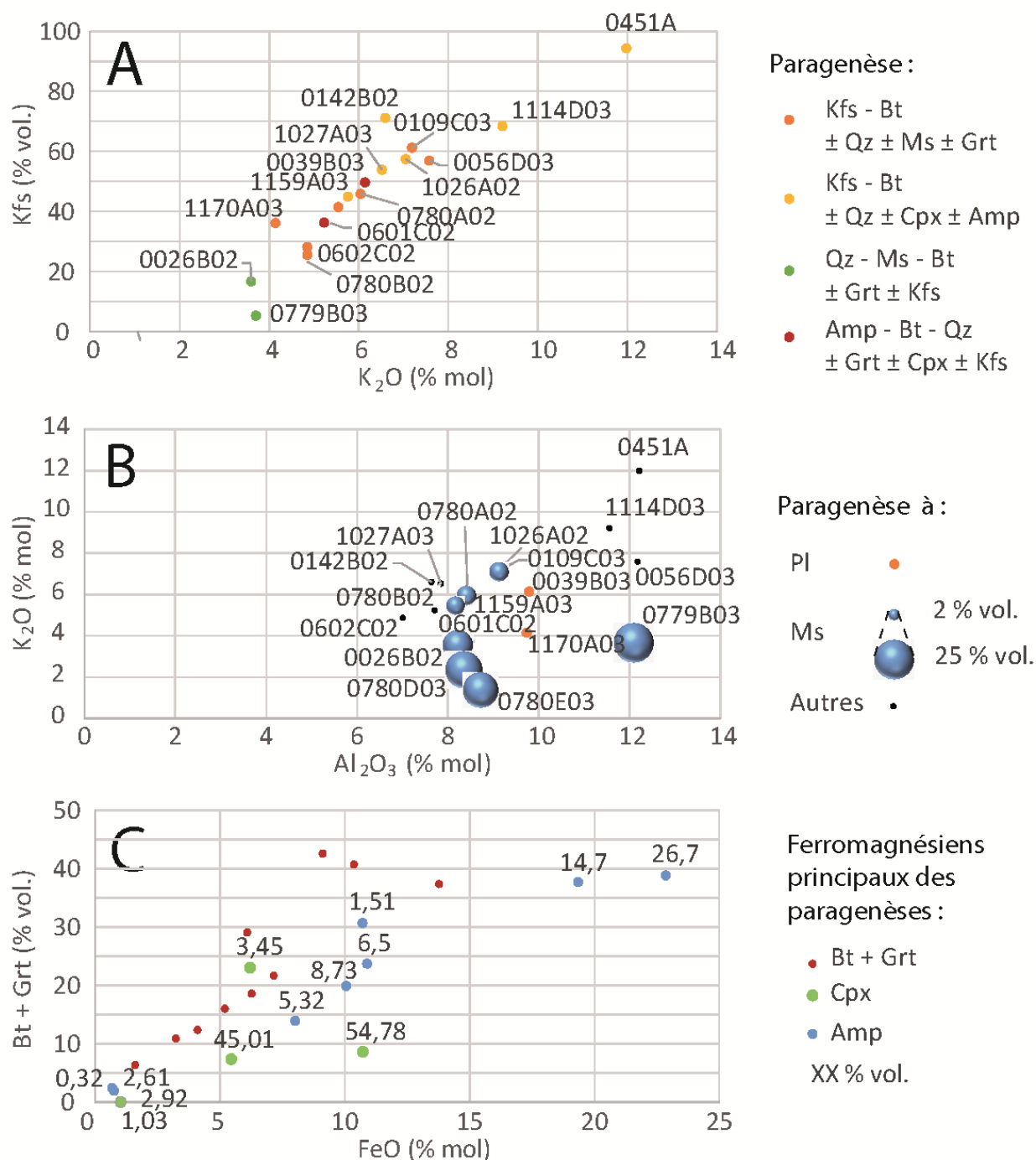


Figure 4.30: modes des principaux minéraux composant les faciès d'altération potassique au faciès des amphibolites. **A.** mode du feldspath potassique à 500°C/700 MPa en fonction des teneurs en K₂O (% mol). **B.** teneurs en K₂O en fonction des teneurs en Al₂O₃ de l'échantillon et mode de muscovite à 500°C/700 MPa. Le mode de la muscovite est proportionnel au volume des ronds. **C.** mode cumulé de la biotite et du grenat à 500°C/700 MPa en fonction des teneurs en FeO (% mol) des échantillons.

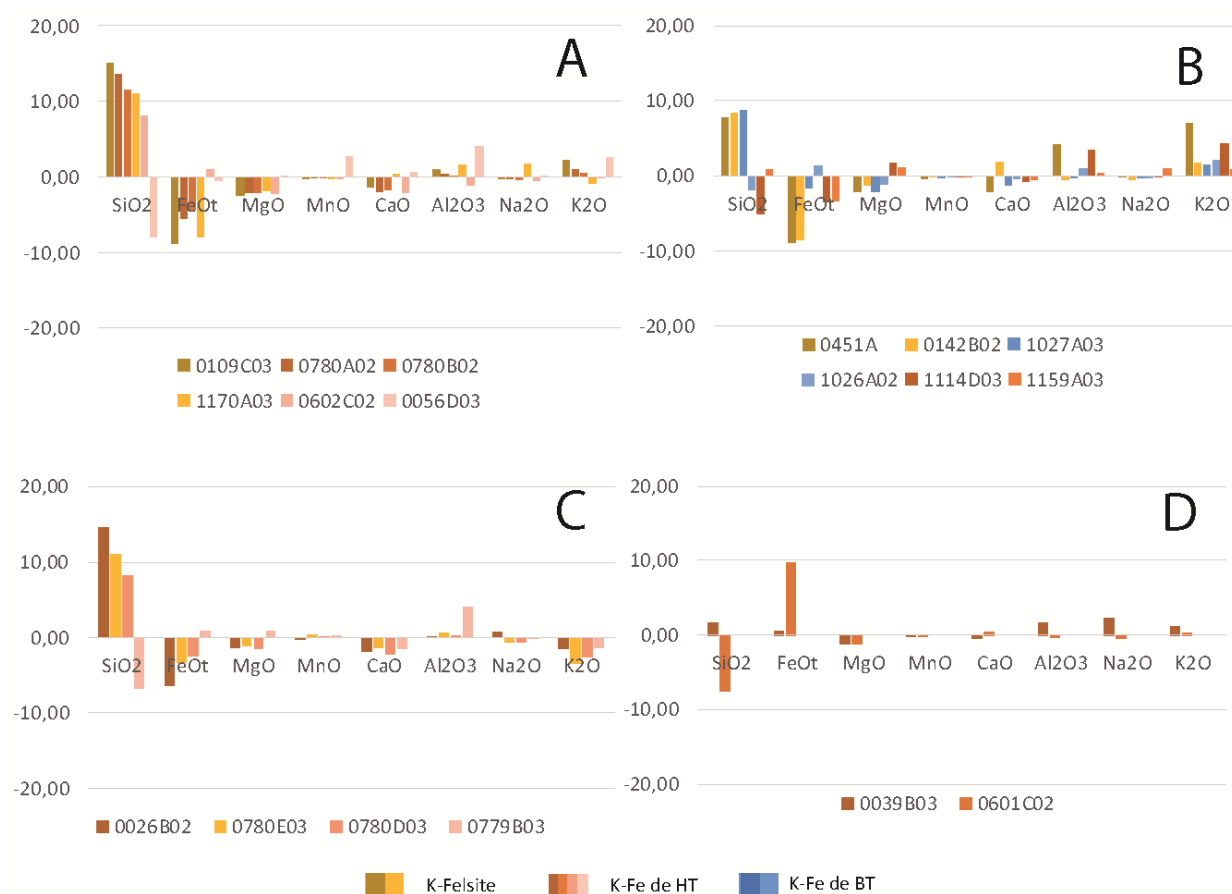


Figure 4.31: comparaison des compositions des faciès d'altération K et K-Fe des systèmes IOAA de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours et utilisées pour les SDPI. Pour plus de clarté, les diagrammes à barres montrent les différences entre les compositions des échantillons et une composition moyenne des échantillons des faciès d'altération K et K-Fe. Les différents diagrammes à barres représentent les paragenèses types; **A.** Kfs-Bt-Grt± Qz ± Liq; **B.** Kfs-Qtz-Bt-Grt-Sil; **C.** Kfs-Cpx; **D.** Kfs-Opx-Cpx± Ol± Bt± Grt± Liq).

4.2.3 Tétrahédre KAFM ($K_2O-Al_2O_3-FeO-MgO$)

Les faciès d'altération de felsites K et de K-Fe de hautes et basses températures sont composées de 92 à 99 % mol de SiO_2 (19,0-78,9), de K_2O (1,07-9,2), de FeO (0,8-80,3), d' Al_2O_3 (2,0-12,2), de MgO (0,1-4,15) et d'espèces volatiles (perte au feu : 0,4-9,22 % mol). Ces teneurs varient amplement et les principales évolutions peuvent donc être représentées dans le système $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Les faciès d'altération K-Fe de HT peuvent avoir toutefois des compositions significatives en CaO (0,1-4,24; en moyenne 1,54% mol), Na_2O (0,1-2,95 en moyenne 0,82% mol) et MnO (0,05-3,06; en moyenne 0,37 % mol) et elles sortent légèrement du système KFMASH.

Le tétraèdre KAFM ($K_2O-Al_2O_3-FeO-MgO$) permet d'illustrer les évolutions majeures de composition des faciès d'altération K et K-Fe et pourrait donc aider à expliquer les principales variations de minéralogie. Les Figures 4.32 et 4.33 illustrent les phases stables dans le système chimique KAFM au faciès des amphibolites à 600°C/700 MPa. Les minéraux principaux (>10 % vol.) calculés au faciès des amphibolites présentés dans les diagrammes chémographiques sont aussi projetés. Les paragenèses ne présentant pas de clinopyroxène et de plagioclase, mais présentant du quartz, sont aussi projetées (Figures 4.29, 4.32, 4.33). Les compositions projetées dans le tétraèdre KAFM se répartissent dans une zone située à proximité de la face AKF du fait de leur pauvreté en MgO . À 600°C/700 MPa, l'amphibole (anthophyllite ferreuse-cummingtonite) et le grenat (almandin-pyrope) se comportent comme des solutions solides et les compositions minéralogiques peuvent être donc représentées dans un diagramme AKF (). Sur ce diagramme, les compositions se répartissent essentiellement entre trois champs : (1) feldspath potassique-biotite-muscovite, (2) biotite-grenat-muscovite, (3) biotite-anthophyllite ferreuse-grenat. Selon les SDPI, la plupart des faciès projetés possèdent les trois minéraux potassiques du diagramme ternaire (du feldspath potassique, de la biotite, de la muscovite), ce qui contraste fortement avec les champs séparés du diagramme AKF (A). Les modes des minéraux calculés par SDPI augmentent toutefois significativement comparés aux autres lorsqu'ils sont projetés près de leurs pôles purs. La même tendance est remarquée pour le grenat et l'amphibole (B). La distinction la plus importante se situe dans la stabilité du feldspath potassique, qui persiste à 23.5 % vol. dans la roche qui se projette le plus loin du champ de stabilité à feldspath potassique-biotite -muscovite. Au contraire, l'absence

de feldspath potassique dans les faciès à muscovite-grenat (Figures 4.29B, 4.33A) se corrèle plutôt bien avec le champ à muscovite-grenat. Les modes de la muscovite et du grenat calculés par SDPI diffèrent amplement de celui prédit par le diagramme chémographique. Les éléments non pris en compte dans le diagramme AKF (mais pris en compte dans les SDPI) ont donc pour effet de favoriser le feldspath K aux dépens des autres minéraux potassiques comme la muscovite, et par voie de conséquence complexe, du grenat, de la biotite et de l'amphibole. Les modes des minéraux calculés par SDPI augmentent toutefois significativement comparés aux autres lorsqu'ils sont projetés près de leurs pôles purs et les paragenèses des faciès d'altération felsite potassique, K-Fe de HT et BT semblent donc pouvoir être qualitativement décrite par le diagramme chémographique AKF.

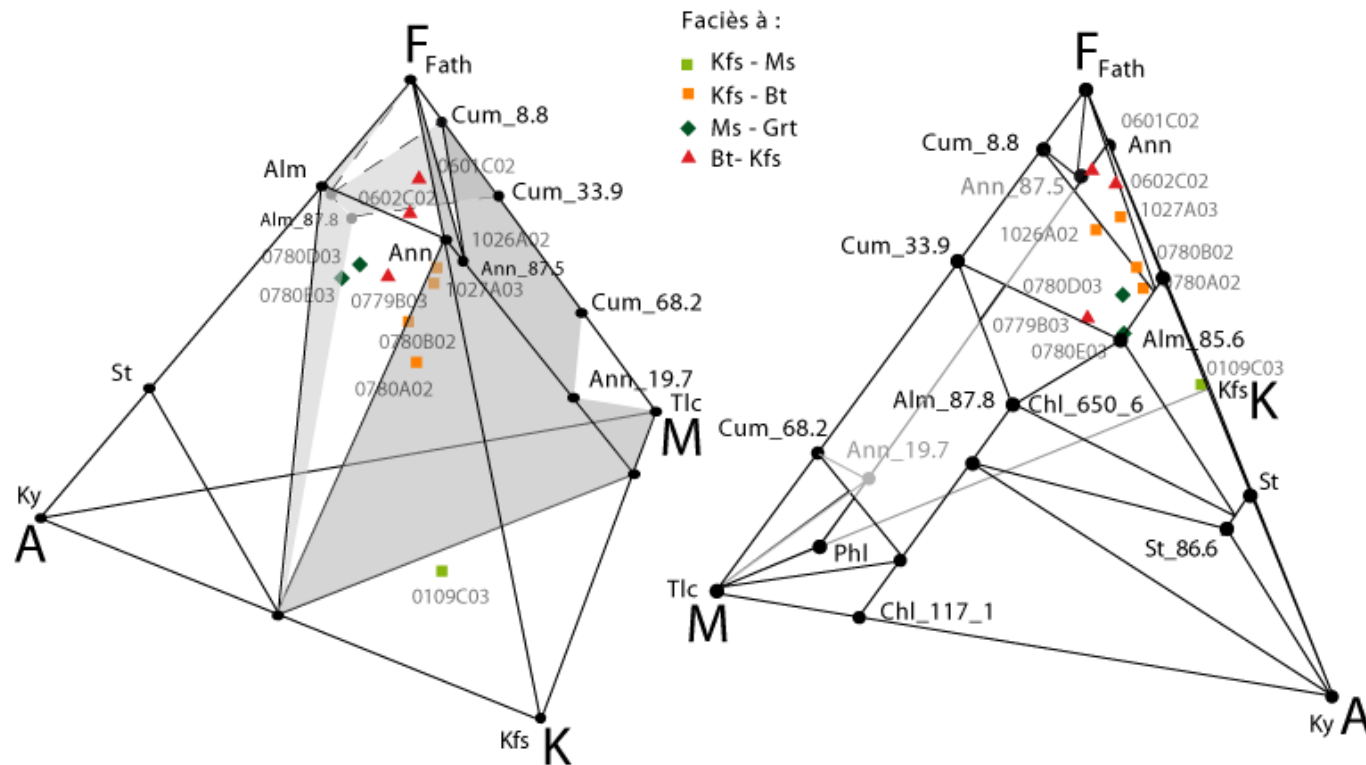


Figure 4.32: le tétraèdre KAFM (sommet : A : $[(Al_2O_3)-(K_2O)]/2$; K : $K_2O/2$; F : FeO; M : MgO) permet de prédire les assemblages minéralogiques des métapélites (Spear, 1993), mais peut aussi être appliqué aux faciès d'altération hydrothermale. Les minéraux des roches qui sont portés sur la figure ont été établis comme stables au moyen du logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa (voir résultats bruts). Les lignes de liaisons entre ces différents minéraux permettent de définir des paragenèses à quatre minéraux. Les champs grisés représentent des tétraèdres avec au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. la biotite : Ann-Phl). Les minéraux ne correspondant pas à des espèces minéralogiques extrêmes sont indiqués par une de ses deux composantes extrêmes (Alm-Prp; Mu-FeCel; Ann-Phl; Fath-Cum; Dph-Clc; St-MgSt) ainsi que du pourcentage de cette dernière précédée d'un sous-tiret (FeCel : ferro-celadonite ; Fath : ferro-anthophyllite ; Dph : daphnite ; Clc : clinocllore ; Mg-St : magnésio-staurotide ; voir liste des sigles et abréviations).

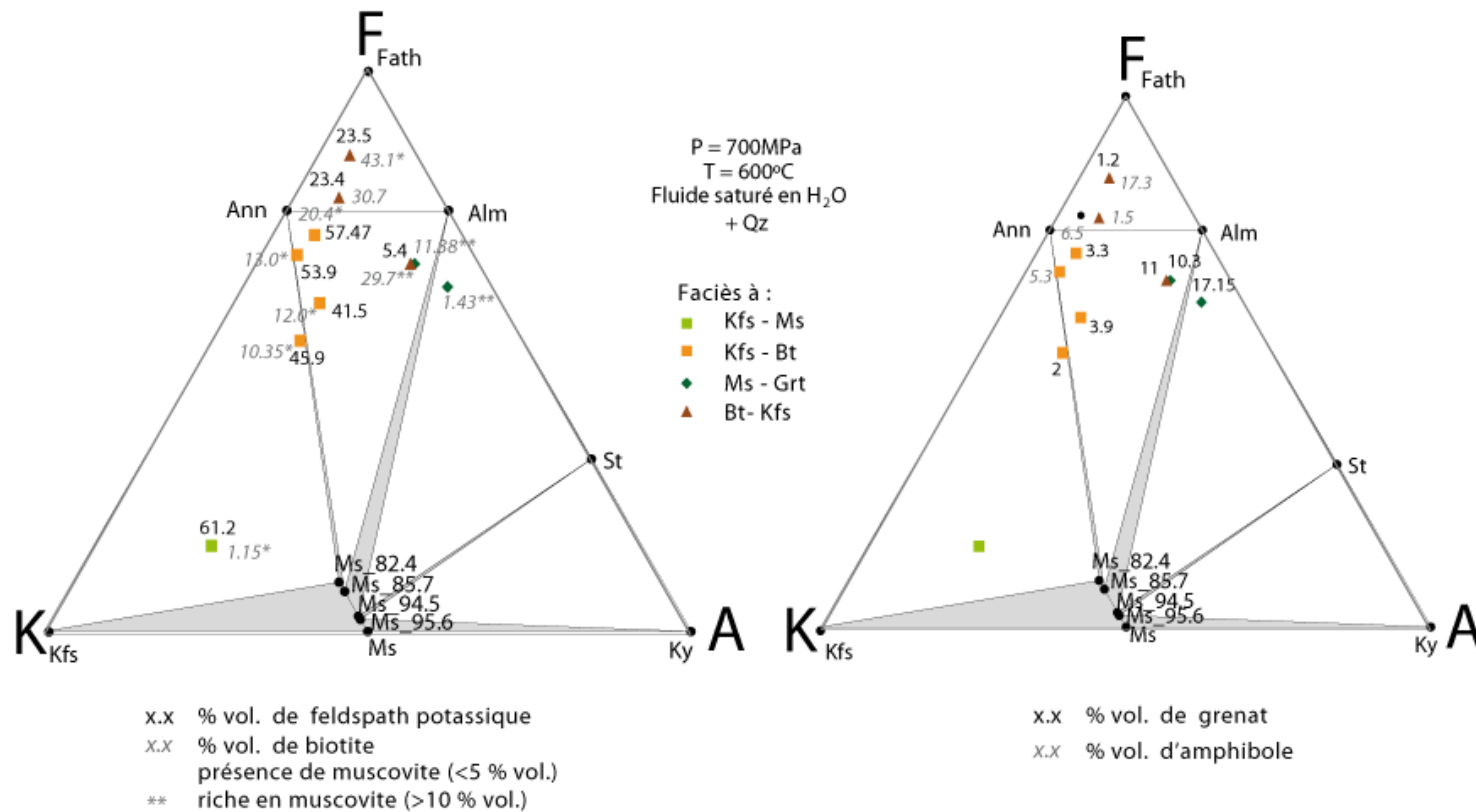


Figure 4.33: diagramme chémographique permettant de reproduire le tétraèdre KAFM (). Les minéraux des roches qui sont portés sur la figure ont été établis comme stables au moyen du logiciel Perple_X à 600°C et 700 MPa. Les champs grisés représentent des tétraèdres avec au moins un minéral qui se comporte en solution solide aux conditions P-T étudiées (p.ex. le plagioclase : Ann-Phl). Les minéraux ne correspondant pas à des espèces minéralogiques extrêmes sont indiqués par une de ses deux composantes extrêmes (Alm-Prp; Mu-FeCel; Ann-Phl; Fath-Cum; Dph-Clc; St-MgSt) ainsi que du pourcentage de cette dernière précédée d'un sous-tiret. (FeCel : ferro-celadonite ; Fath : ferro-anthophyllite ; Dph : daphnite ; Clc : clinocllore ; Mg-St : magnésio-staurotide ; voir liste des sigles et abréviation).

4.3 Effet de la fugacité d'oxygène.

La fugacité d'oxygène a un effet notable sur les minéraux principaux des faciès d'altération contenant du fer ou surimposé par une altération en contenant. L'effet de la fugacité sur les paragenèses a été testé à 700 MPa à partir de diagrammes montrant les variations de modes des minéraux en fonction de la fugacité à 800 et 925°C (faciès des granulites; Figures 4.19C, 4.21C, 4.23C, 4.25C) et à 550 et 600°C (faciès des amphibolites; Figures 4.3C, 4.4C, 4.5C, 4.6C, 4.7C, 4.8C, 4.18C, 4.20C, 4.22C, 4.24C). Les termes de zone "à fer ferreux", "à magnétite" et "à hématite" sont utilisés pour décrire les fugacités d'oxygène pour lesquelles les silicates à fer ferreux, la magnétite et l'hématite sont les porteurs principaux du fer total. L'ensemble des paragenèses montre une diminution des modes de la majorité des minéraux ferromagnésiens (biotite, orthopyroxène, amphibole, grenat, olivine) avec l'accroissement de la fugacité (p.ex. Figures 4.3C, 4.4C, 4.5C, 4.6C, 4.7C, 4.8C). Bien que ces évolutions soient globalement communes à l'ensemble des modélisations de faciès d'altération, dans le détail il existe des différences entre altération sodique et potassique/potassique-fer.

Plusieurs diagrammes T-X(fO_2) présentent une évolution similaire pour l'évolution du mode des minéraux principaux des différents faciès d'altération sodique. Lorsque la magnétite se forme (Figures 4.3C, 4.7C, 4.8C), le mode des ferromagnésiens principaux diminue. C'est le cas pour la biotite (Figures 4.6C, 4.13C) et l'ilménite. Par contre, lorsqu'il n'y a pas de magnétite qui se forme, le Fe^{3+} s'incorpore le plus souvent dans le clinopyroxène. C'est évident dans le cas de l'échantillon 0208B (Figure 4.6C), mais on constate le même phénomène à fugacité d'oxygène trop faible pour la formation de magnétite dans la modélisation de l'échantillon 0206F (Figure 4.8C). Dans le cas de l'échantillon 0113C, par contre, le mode du clinopyroxène diminue au profit de celui de l'épidote et la zoïsité à la fugacité d'oxygène permettant la formation d'hématite.

Même si la fugacité d'oxygène n'a généralement que peu d'incidence sur les minéraux ne contenant pas de fer, elle peut avoir des effets significatifs dans certains cas. Les faciès les plus riches en clinopyroxène (c'est-à-dire faciès Na-Ca-Fe de HT) sont les seuls significativement affectés par ce phénomène. Par exemple, les échantillons 0132A et 0113C se classent comme des gabbros sur les diagrammes de Streckeisen (Figure 4.10A) dans la zone à fer ferreux. L'augmentation de la fugacité d'oxygène stabilise, respectivement, la néphéline et le feldspath potassique (p.ex. Figure

4.4C) dans ces échantillons pour les faire passer dans le champ des monzodiorites à feldspathoïde et monzodiorites au faciès des amphibolites (Figures 4.34, 4.35). Tel que mentionné ci-dessus, l'épidote est le minéral ferromagnésien se formant dans la zone à hématite pour l'échantillon 113C. À l'affleurement, ces gneiss monzodioritiques seraient reconnaissables par leur paragenèse non-usuelle ou leur proportion anormalement élevée en clinopyroxène (>40% dans l'échantillon 0113C; Figure 4.4C). De plus, la présence de muscovite est fréquente dans l'ensemble des faciès sodiques et cela particulièrement à forte fugacité d'oxygène au faciès des amphibolites (Figures 4.34, 4.35). La présence de muscovite serait atypique pour des gneiss dérivés de roches monzodiorites à gabbroïques. La modélisation de l'échantillon à néphéline 1375A02 à haute fugacité prévoit la formation d'un assemblage minéralogique non-usuel de géhénite et de larnite dans la zone à magnétite, et de vésuvianite, de corindon et de chaux (CaO) dans la zone à hématite.

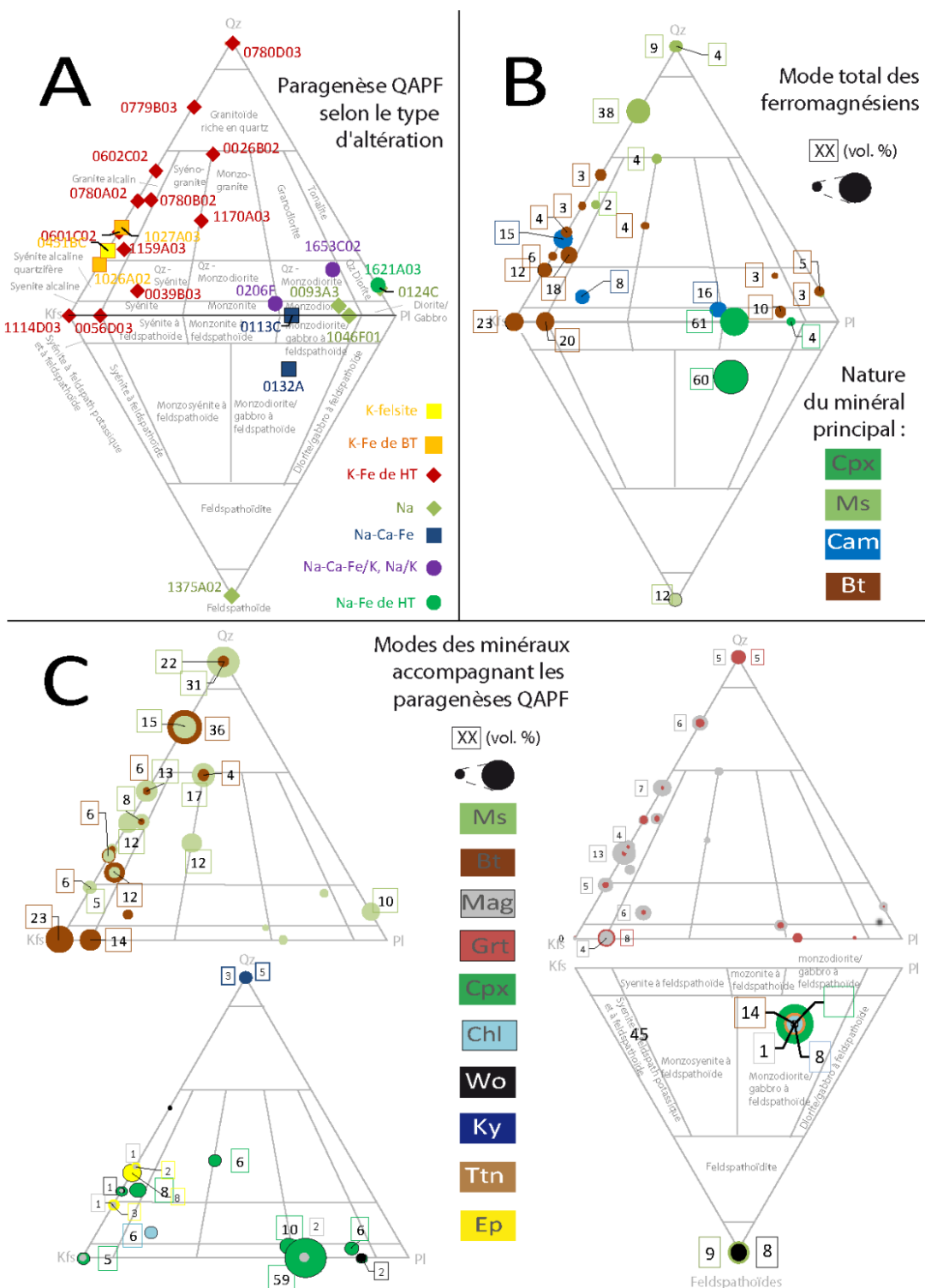


Figure 4.34: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique et sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de la magnétite. **A.** proportion de

quartz, feldspath alcalin, plagioclase, feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (mêmes classifications que , 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à Qz-Kfs-Pl (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.).

Plusieurs diagrammes T-X(fO₂) présentent une évolution similaire pour l'évolution du mode des minéraux des différents faciès d'altération potassique. Contrairement aux faciès d'altération sodique, la magnétite et l'hématite se forment dans chaque modélisation d'échantillons d'altération potassique en augmentant la fugacité d'oxygène; la magnétite pouvant atteindre des modes importants de quelques 15% vol. (Figures 4.24C, 4.25C). Les diagrammes montrent une diminution du mode des minéraux ferromagnésiens avec la croissance de magnétite et d'hématite. Dans les assemblages à grenat-biotite, parfois c'est le grenat qui décroît alors que la biotite demeure stable (Figure 4.22C), parfois c'est le contraire (Figure 4.24C). La consommation de grenat favorise parfois la croissance du plagioclase (ex. Figure 4.24C), probablement en laissant un excédent de calcium.

Dans certains échantillons riches en biotite à faible fugacité d'oxygène, il y a diminution des proportions de biotite et augmentation des modes de muscovite, mais la biotite persiste parfois même jusqu'aux fugacités d'oxygène les plus fortes (09-CQA-1159A03; 09-CQA-0056D03; Figures 4.34, 4.35). En ce qui a trait aux caractéristiques que prendrait une telle roche par rapport à des orthogneiss felsiques, la présence de muscovite pourrait être typique de granites de type S.

Ainsi, quelques caractéristiques générales peuvent être extraites des modélisations d'altération potassique à moyenne et forte fugacité d'oxygène. D'abord, les proportions des minéraux ferromagnésiens, souvent anormalement élevées à faible fugacité, diminuent avec les fugacités d'oxygène croissantes pour devenir typiques d'orthogneiss felsiques dans la zone à magnétite et hématite au faciès des granulites et amphibolites (<25 % vol. et <20 % vol. respectivement; Figures 4.34, 4.35, 4.36, 4.37). Les faciès d'altération K-Fe de HT métamorphisés sont donc fortement susceptibles de ressembler à des gneiss granitiques et syénitiques à biotite, muscovite, magnétite/hématite et à trace de clinopyroxène, et rarement de chlorite et d'amphibole. En revanche les proportions de magnétite (supérieur à 2 % vol.; Figures 4.34, 4.36) et la présence d'hématite (Figures 4.35, 4.37) seraient atypiques de ces types d'orthogneiss felsiques.

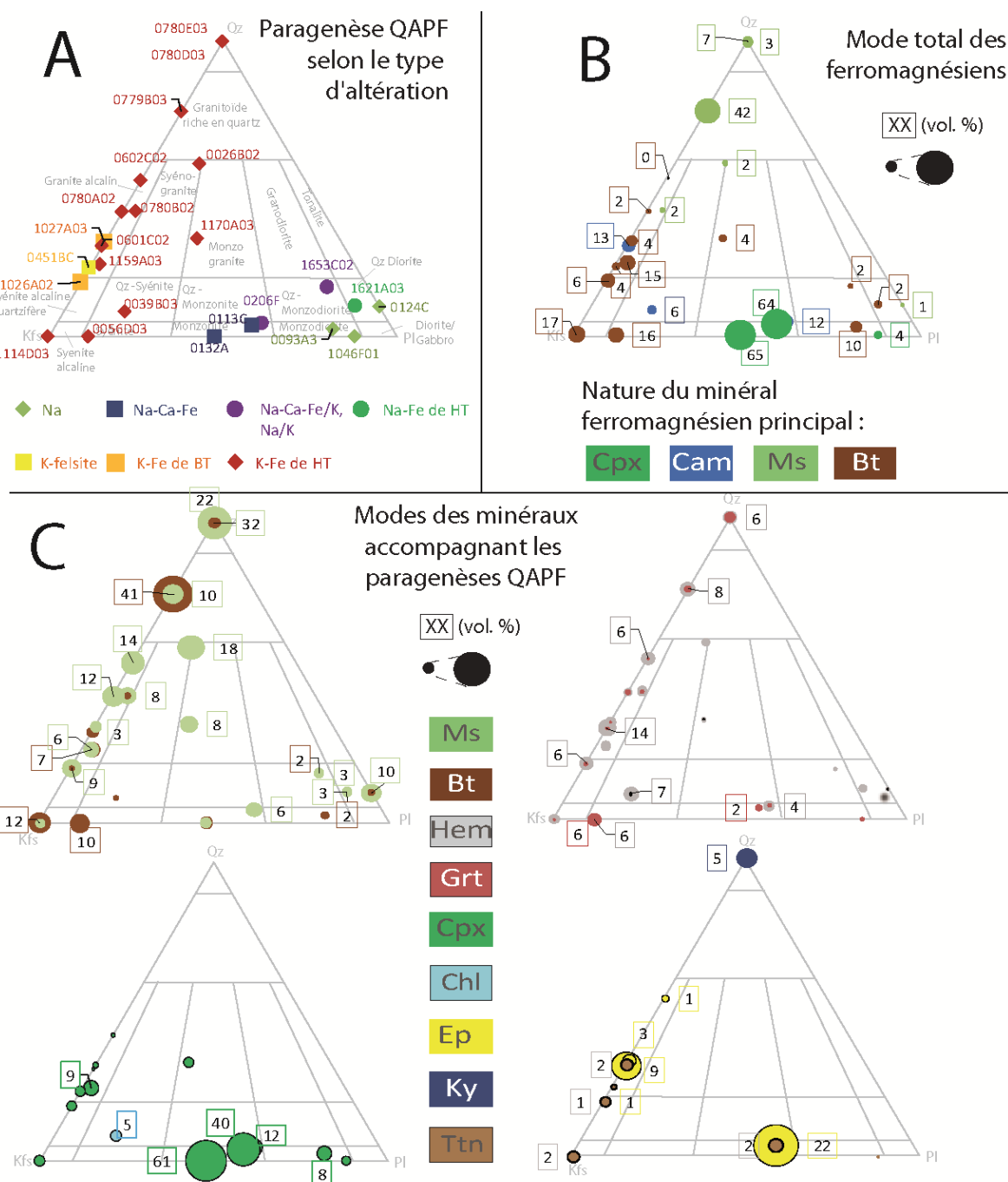


Figure 4.35: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique et sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de l'hématite **A.** proportion de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que , 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à Qz-Kfs-Pl (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.).

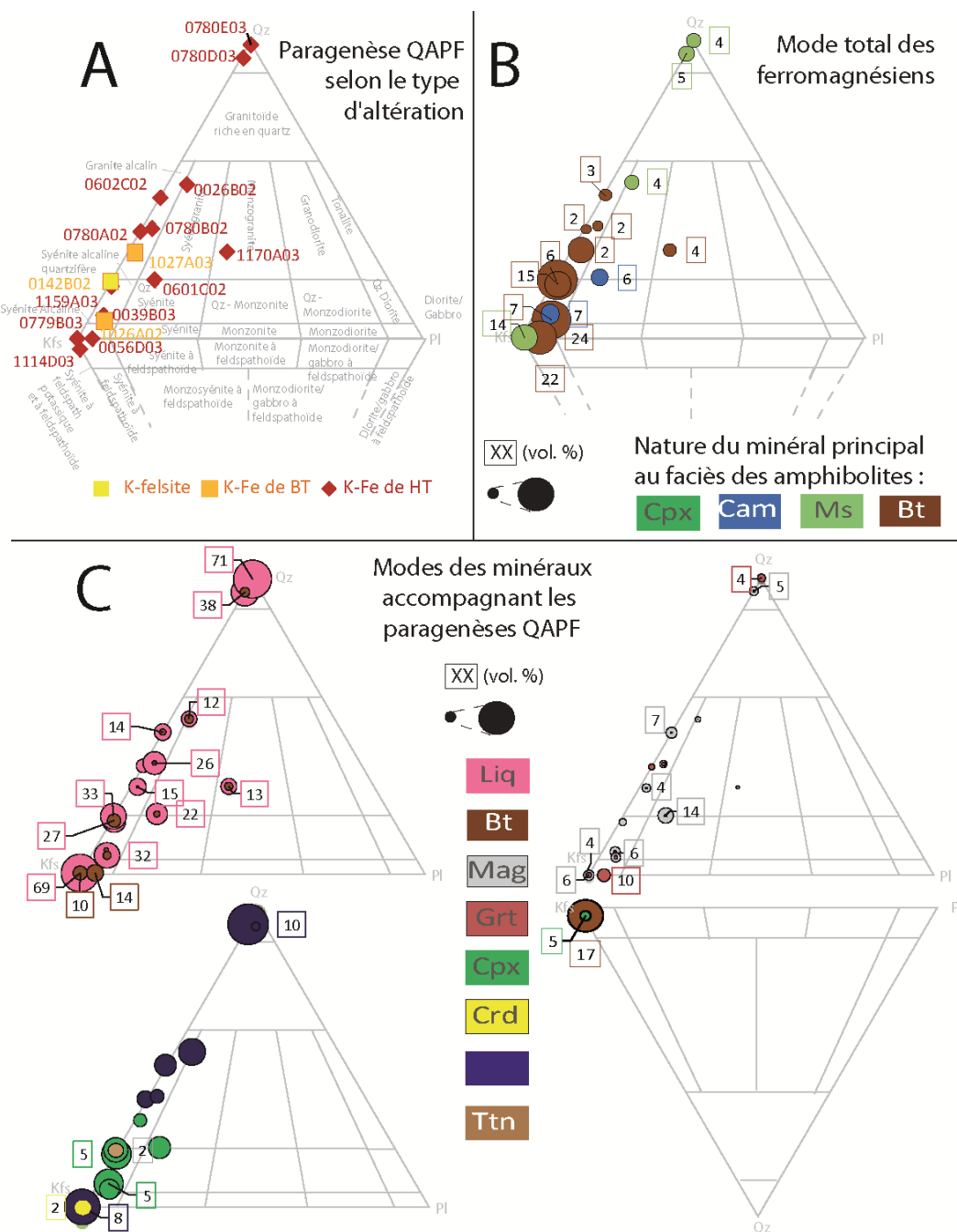


Figure 4.36: diagramme QAPF de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération à composante potassique aux faciès des granulites (800°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de la magnétite. **A.** proportion de quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses QAPF (même classification que Figures 4.11, 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à Qz-Kfs-Pl (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites pour les proportions supérieures à 1% vol.).

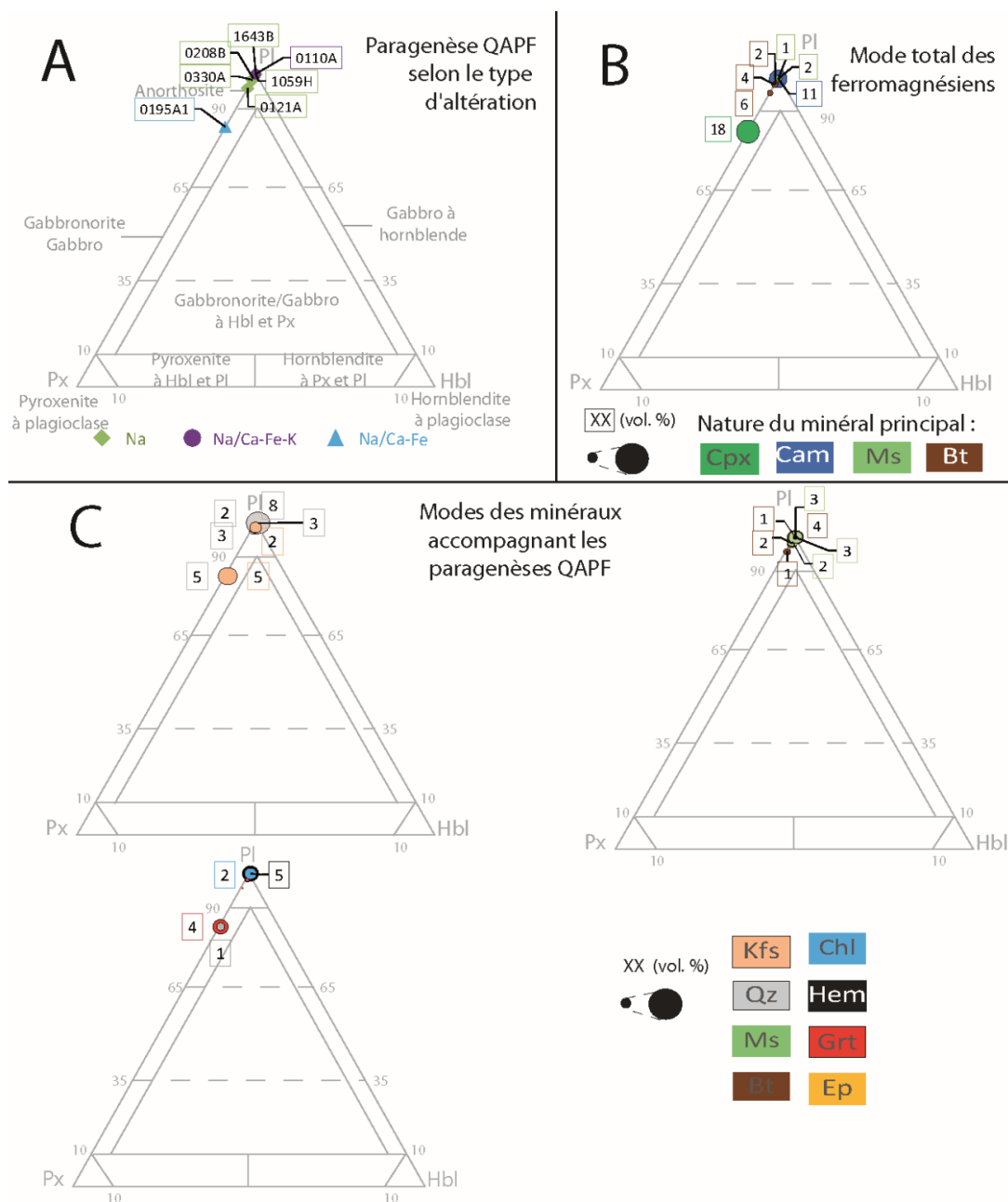


Figure 4.39: diagramme de classification des gabbros de Streckeisen (1976; mise à jour par Le Maitre et al., 2002) des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites (600°C; 700 MPa) pour la fugacité d'oxygène maximisant la présence de l'hématite. **A.** proportion de plagioclase, pyroxène et hornblende selon le type d'altération. **B.** proportions totales des minéraux ferromagnésiens accompagnant les paragenèses (même classification que , 4.28, 4.29). **C.** détails des modes des minéraux accompagnant les paragenèses à plagioclase-pyroxène- hornblende (proportions sont indiquées par la surface des bulles et écrites quant à pour les proportions supérieures à 1% vol.).

CHAPITRE 5 DISCUSSION

La modélisation d'équilibre de phases, telle qu'appliquée aux faciès d'altération associés aux gîtes IOAA, nécessite la prise en compte des effets de la fugacité d'oxygène. Ce paramètre influence le degré d'oxydation des espèces durant le métamorphisme, et actuellement l'étude de son action est limitée au fer pour les modélisations d'équilibre. Les faciès d'altération se formant en profondeur, et dont les ampleurs sont régionales, sont porteurs de minéraux ferromagnésiens et magnétite, alors que les faciès d'altération à l'échelle des gisements IOCG sont riches soit en magnétite (K-Fe HT), soit en hématite (K-Fe BT). Le paramètre de fugacité d'oxygène est donc particulièrement important, car les proportions de FeO et Fe₂O₃ peuvent varier au sein des faciès d'altération selon le gîte. En effet, les faciès d'altération de basse température, c'est-à-dire les K-felsites et les faciès d'altération de K-Fe de BT (Figure 2.2), sont marqués par la présence d'hématite (formule : Fe³⁺Fe³⁺O₃), et donc par des proportions plus importantes de Fe₂O₃ que les faciès de plus haute température (présentant des silicates ferreux Fe²⁺et/ou de la magnétite; dont la formule est Fe²⁺Fe³⁺O₄; Tableau 2.1). Le degré d'oxydation du fer est une différence importante entre les faciès K-Fe et Ca-Fe de basse et de haute température, ces faciès n'étant pas facilement distinguables au moyen du diagramme AIOCG, quoiqu'il est observé que le Mg est souvent plus abondant dans les faciès de basse température que dans ceux de haute température (p.ex. Figure 4.17; Williams, 2010a; Montreuil et al., 2013; Corriveau et al., 2016). Ainsi, les modélisations d'échantillons d'altération potassique sont donc susceptibles d'être adéquates à des fugacités d'oxygène se situant dans les champs à prédominance de fer ferreux, de magnétite et d'hématite. Similairement aux faciès d'altération non métamorphiques, la présence de silicate ferreux et de magnétite ou d'hématite est la principale différence entre les paragenèses prédites des faciès des K-Fe de HT et BT à haut grade métamorphique (Figures 4.34 4.35, 4.36, 4.37, 4.38, 4.39).

Dans les terrains de haut grade métamorphique, le développement de roches à paragenèses atypiques ou un accroissement ou une diminution notable de la proportion modale d'un des minéraux jusqu'à la formation de roches quasi monominéraliques peuvent mettre en évidence la présence d'une altération hydrothermale antémétamorphique (Bonnet et Corriveau, 2007a). Les compositions alumineuses, siliciques ou calcosilicatées résultant d'altération argileuse avancée, de silicification et d'altération calcique sont susceptibles de conduire à les classer comme roches

métasédimentaires dans les terrains de haut grade (p.ex. Bonnet et al., 2005). Dans le cas des faciès d'altération associés aux systèmes IOAA, les compositions chimiques de ces roches métasomatiques parviennent dans la plupart des cas à ne plus dépendre des protolithes ni de la composition des roches les moins altérées (Montreuil et al., 2013). Par exemple, les grenatites composés de plus de 50 % de grenat composant le système à oxydes de fer et altération en éléments alcalins et calciques du complexe de Bondy, représentent des compositions extrêmes (Corriveau, 2013; Blein et Corriveau, 2017). En revanche, les modélisations faites dans la présente étude sur des faciès d'altération de fortes intensités ne mènent pas à des paragenèses très typées, mais au contraire ressemblantes la plupart fortement à des orthogneiss usuels (Tableaux 5.1 et 5.2).

Tableau 5.1: récapitulatif des paragenèses au faciès des amphibolites (600°C, 700 MPa) et critère de reconnaissance par rapport à des protolithes métamorphiques usuels (paragneiss et orthogneiss). Les minéraux **en gras** apparaissent dans plus de 50% des échantillons et les critères de reconnaissance **en gras** sont ceux s’appliquant à l’ensemble des échantillons. Critères de distinction :> mode excessif ou < inférieur, - absence, ou + présence anormale par rapport aux protolithes usuels).

	Minéraux majeurs (>5 % vol.)	Minéraux mineurs (<5 % vol.)	Accessoires (<1 % vol.)	Confusion possible	Distinction mode ou composition	Échantillons
Na	Pl Ab Kfs	Qz Ms Bt Cpx Grt Mag Nph Pg Wo Ttn Ilm		Méta-anorthosite	Abs Cam, mode Cpx (<5 % vol.) +Ms ou parfois -Cpx, et +Pg	0208B, 0121A, 0330A
				Métaleucodiorite (quartzeuse)	-Cam, +Cpx +Ms parfois + Wo, (<i>Albite</i>)	0124C, 1059H, 1046F, 0093A
				Métaleucogabbro	Wo (6%), mode Grt ≈ mode Cpx, -Cam (<i>Oligoclase</i>)	1375A
Na-Ca-Fe (HT) Na/Ca-Fe (HT)	Cpx Pl Ms Bt Kfs Ab Cam Nph Bt Grt Qz	Ttn		Métaleucogabbro	-Cam ou <Cam, +Cpx , parfois > Grt, + Chl (<i>Andesine</i>)	0195A,
				Métagabbro	-Cam , parfois > Bt, +Ms (<i>Albite-oligoclase</i>)	0132A, 0113C
Na-Ca-Fe/K (HT) Na/K	Pl Ms Kfs Qz Cam Bt Cpx	Grt Mag Chl	Hem Rt	Métamonzodiorite (quartzeuse)	<Cam ou -Cam , parfois > Bt, +Ms et <25-45% de mx mélanocrate (<i>Andesine-albite</i>)	0206F, 1653C02, 0110A
K-felsite	Kfs Qz	Bt Cpx Cam Rdn Grt Zo	Wo Ttn Rt	Métagranite alcalin à Syénite alcaline	parfois: + Grt, +Rdn, +Wo	0109C03, 0142B02, 0451A, 1170A03
K-Fe de HT	Kfs Qz Bt Ms Grt Pl Cam Chl	Mag Cpx Als Ttn Ep Rt Ilm Nph Ttn Zo		Métapelite riche en fer et pauvre en Al		0780D03, 0780E03, 0779B03
				Métagranite alcalin	>Mag parfois + Grt, >mx mélanocrate,	0602C02, 0026B02, 0780A02, 0780B02, 1027A03, 0026G03, 0601C02
				Métasyénite alcaline	>mx melanocrate , parfois +Grt, >Mag +Neph +Chl	1114D03, 0056D03, 1026A02
K-Fe de BT	Kfs Qz Ms Bt Hem Pl Chl	Grt Cpx Ttn Ep Ttn Chl	Rt Ilm Mag	Métapelite riche en fer et pauvre en Al		
				Métagranite alcalin à métagranite	>Hem (3-6% vol.), parfois +Grt	
				Métasyénite alcaline	>Hem (3-6% vol.), +Grt, parfois +Chl	

Tableau 5.2: récapitulatif des paragenèses au faciès des granulites (800°C, 700 MPa) et critère de reconnaissance par rapport à des protolithes métamorphiques usuels (paragneiss et orthogneiss). Les minéraux **en gras** apparaissent dans plus de 50% des échantillons et les critères de reconnaissance **en gras** sont ceux s'appliquant à l'ensemble des échantillons. Critères de distinction : > mode excessif ou < inférieur, - absence, ou + présence anormale par rapport aux protolithes usuels).

Altération	Minéraux majeurs (>5 % vol.)				Minéraux mineurs (<5 % vol.)				Accessoires (<1 % vol.)				Confusion possible	Distinction mode ou composition				Échantillons
K felsite	Kfs	Liq	Qz	Pl	Cpx	Rdn	Opx		Grt	Ilm	Ky	Spn	Métagranite Syénite alcaline	à parfois: + +Wo	Grt, +Rdn,		0109C03, 0451A, 1170A03	0142B02,
	Bt				Wo												0780D03, 0779B03	0780E03,
K-Fe de HT	Kfs	Liq	Qz	Pl	Mag	Cpx	Als											
	Grt	Bt			Opx	Hem	Ol	Ilm	Rt				Métagranite charnockite alcaline	à + Grt , parfois > mx mélanocrate, + Als, +Grt, >Mag			0602C02, 0780A02, 1027A03, 0601C02	0026B02, 0780B02, 0026G03,
					Crd	Cam	Sp						Métasyénite alcaline	parfois >Mag et > Grt			1114D03, 1026A02	0056D03,
K-Fe de BT	Kfs	Liq	Qz	Pl	Bt	Grt	Sil						Métagranite métagranite	à > Hem (14% vol.), parfois + Als, +Grt, +Crd				
	Hem	Crd			Cpx	Mag		Rt	Ilm				Métasyénite alcaline	>Hem (4-7% vol.), parfois >Grt				

5.1 Faciès d'altération d'ampleurs régionales

Les similarités entre les faciès d'altération métamorphisés et les orthogneiss ne se limitent pas à leurs paragenèses (Tableaux 5.1 et 5.2). Les textures et les structures que l'on pourrait retrouver dans ces faciès seraient aussi similaires. Ainsi, les faciès d'altération Na non métamorphique conservent les textures porphyriques ou stratoïdes de leurs précurseurs à faible intensité d'altération mais deviennent homogènes, isotropes et à plagioclase équigranulaire ou hypidiomorphique à forte intensité (Corriveau et al., 2010b). À l'extrême les albitites peuvent ressembler en affleurement à une anorthosite lorsqu'ils ne sont pas métamorphisés. Les textures massives ou stratoïdes sont susceptibles d'être conservées durant le métamorphisme et les échantillons ressembleront donc à des méta-anorthosites ou à des métaleucogabbros massifs, ou lités, au faciès des amphibolites. De même, le faciès d'altération Ca-Fe de HT se présente typiquement sous forme de remplacements stratoïdes dans les roches sédimentaires et sous forme de réseaux de veines à contacts nets et rectilignes, subparallèles à anastomosés dans les roches volcaniques et les albitites. Considérant que les modélisations présentées dans cette étude montrent que les faciès d'altération sodique pourraient ressembler à des niveaux de gneiss dérivés de leucogabbros, ou d'anorthosites litées ou hétérogènes (Figures 4.9, 4.10, 4.34, 4.36, 4.38), la distinction entre des zones d'altération sodique métamorphisées et déformées et des méta-anorthosites, métagabbros et gabbros serait loin d'être triviale, car ce type d'intrusions peut se mettre en place le long de zones de failles ou former des intrusions en feuillet (Corriveau, 2013).

Les résultats de nos modélisations fournissent certains indices pour identifier les faciès d'altération sodique métamorphisés au faciès des amphibolites. L'importance du mode du clinopyroxène et l'absence d'amphibole, qui sont prédits pour la plupart des modélisations d'échantillons Na et Na-Ca-Fe de HT sont inhabituels comparés à des orthogneiss mafiques au faciès des amphibolites ($\text{Pl-Hbl} \pm \text{Grt} \pm \text{Bt} \pm \text{Qz}$; A). Le clinopyroxène devient cependant prépondérant au faciès des granulites dans les roches méta-ignées, mais il est aussi accompagné d'orthopyroxène (Pattison, 2003). Dans ce cadre, les faciès d'altération métamorphisés pourraient être mépris pour une zone de préservation d'un métamorphisme granulitique, entouré de gneiss usuels au faciès des amphibolites. Dans les paragenèses d'altération prédites, les proportions de biotite sont supérieures à celles du clinopyroxène, ce qui est aussi atypique des orthogneiss anorthositiques au faciès des amphibolites

ou des granulites (Figures 4.11B, 4.11C; Graversen, 1980; Sharp et Moecher, 1994; Pattison, 2003; Tenczer et al., 2003; Seifert et al., 2010). Pour certaines modélisations de faciès Na, la présence de muscovite et de quartz comme minéraux principaux accompagnant le plagioclase constitue également une particularité de ces faciès métasomatiques (D). La muscovite laisse typiquement place à la biotite au faciès des schistes verts dans les orthogneiss mafiques (Bucher et Grapes, 2011). Les cortèges de minéraux secondaires prédits pour les faciès d'altération Na et Na-Ca-Fe de HT sont donc bien distincts de ceux des orthogneiss mafiques.

Considérant la prédiction de la ressemblance des faciès Na de forte intensité avec des anorthosites massives au faciès des amphibolites, on peut remarquer l'absence de tels faciès signalés comme d'origine métasomatique dans les districts IOCG de la Province de Grenville. La présence de massifs d'anorthosite aux abords des gîtes IOCG de la Province de Grenville (district de Manitou et de Lyon Mountain) et la connaissance de leur rôle possible dans la formation des minéralisations (Clark et al., 2005; Gauthier et Chartrand, 2005; Valley et al., 2009), constituent une confirmation de l'importance qu'il y a de les discerner des faciès Na et Na-Ca-Fe de HT. Les faciès sodiques métamorphisés dont les origines ne font pas toujours consensus sont le plus souvent signalés comme des « granites à albite ». Au district de Manitou, les faciès d'altération sodique sont marqués par le développement d'albite dans le leucogranite de Canatiche à texture porphyrique (entre 25-60% d'albite; Gauthier et al., 2004 Clark et al., 2005; Figures 2.6A, 2.6B). La présence d'altération sodique est toutefois contestée, car l'observation de zonation dans la composition des plagioclases suggère une origine magmatique (Clark et al., 2005). De même, au district de Lyon Mountain, les faciès d'altération sodique sont appelés « granite à albite », ou « gneiss leucocratique à albite », et sont composés essentiellement d'albite et de quartz avec de nombreux minéraux mineurs (clinopyroxène, magnétite, apatite, zircon, amphibole, biotite, fluorite, grenat; Whitney et Olmsted, 1988; Valley et al., 2011). Dans les Adirondacks, la zone d'Au Sable Forks présente des zones minéralisées riches en fer et pauvres en titane, considérées aujourd'hui comme des gîtes IOAA (Hagner et Collins, 1967; Valley et al., 2009). Au sud de ces gîtes, Whitney et Olmsted (1988) ont discerné des faciès de gneiss mafiques à albite au faciès des granulites; ils sont composés d'albite et de pyroxène, avec des proportions très variables de quartz (0-40% vol.), d'amphibole et localement de scapolite (Figure 2.5). Malgré la présence de phénocristaux d'albite dans ces faciès, leurs compositions très riches en sodium et leurs insertions dans les gneiss quartzofeldspathiques

a permis d'inférer à ces gneiss un protolithe métasomatique. Tel que l'indique la modélisation d'équilibre de phase, ces paragenèses pourraient être cohérente avec les faciès d'altération sodique composés de clinopyroxène et de plagioclase (Figures 4.11A, 4.11C, échantillon 0093A3), mais ces faciès contiennent peu ou pas de quartz (<10% vol.). Dans le cadre d'altération associée aux gîtes IOAA, ces faciès riches en quartz peuvent être des faciès d'altération sodique de faible intensité qui se développent typiquement de manière inégale, préservant les textures primaires en remplaçant préférentiellement les feldspaths du précurseur, mais en conservant initialement le quartz plus difficile à remplacer (Corriveau et al., 2010b; De Toni, 2015). Les modélisations montrent que les faciès d'altération Na de forte intensité typiques ne semblent pas avoir été reconnus ou étudiés dans les districts IOAA de la Province de Grenville.

5.2 Faciès d'altération à l'échelle du gisement

Les faciès d'altération de feldspathique potassique et à potassium fer sont affectés de façon très inégale par la fusion partielle comme l'indiquent les proportions irrégulières de liquide anatectique obtenues à 800°C/700 MPa (Figure 4.27). La réaction de fusion partielle des faciès potassiques, avec comme minéral ferromagnésien principal la biotite, a pour effet de diminuer le mode de la biotite, du quartz et du plagioclase (si présent), et de produire du grenat, du feldspath K et du liquide anatectique (Figures 4.28A, 4.28C, 4.29A, 4.29C). Les proportions de liquide anatectique les plus importantes sont prédites pour les faciès riches en muscovite et la proportion augmente avec les modes croissants de muscovite et biotite au faciès des amphibolites (Figures 4.28B, 4.29B). Pour ces faciès, la réaction de fusion partielle semble être $Ms + Qz \pm Bt \pm Pl \pm Kfs = Liq + Sil/Ky \pm Kfs \pm Grt$ (p.ex. l'échantillon 10-CQA-0780E03; Figures 4.23A, 4.23B), ce qui est cohérent avec les observations faites en pétrologie expérimentale par Patiño Douce et Johnston (1991) et Pickering et Johnston (1998). En particulier, Pickering et Johnston (1998) montre que la muscovite et la biotite participent à la réaction de fusion partielle $Ms+Bt+Pl+Qz \rightarrow Liq+Kfs+Grt+Als$, qui est probablement la réaction de fusion partielle modélisée pour la plupart des faciès d'altération (Figures 4.28A, 4.28C, 4.29A, 4.29C). Les proportions de liquide anatectique obtenues expérimentalement sont inférieures à 15 % vol. à 825°C/700 MPa, ce qui contraste fortement avec les 35-40 % vol. de liquide anatectique prédits pour les échantillons 10-CQA-0780D03, 10-CQA-0779B03 à 800°C/700 MPa. Les proportions en muscovite (6,7 % vol.) et en biotite (15,8 % vol.)

utilisées par Pickering et Johnston (1998) étaient bien inférieures à celles modélisées au faciès des amphibolites pour les faciès d'altération (Figure 4.28C). Le mode important de liquide anatectique de certains faciès riches en muscovite pourrait être donc cohérent avec les proportions prédites des réactifs de la fusion partielle au faciès des amphibolites (Figure 4.28). Par contre, ces deux échantillons présentent aussi les proportions de perte au feu les plus importantes (respectivement 7,13 et 9,22 % mol; annexe C, D). Les valeurs de perte au feu influencent directement les fugacités d'H₂O prédites par les modélisations, et ce dernier paramètre est connu pour favoriser le taux de fusion partielle et pour abaisser la température d'apparition du liquide anatectique (Bader et al., 2014). Contrairement aux roches métamorphiques, les échantillons du Grand Lac de l'Ours n'ont pas subi de phases de déshydratation durant le métamorphisme prograde (Connolly, 2010), ils contiennent donc plus d'H₂O que ce que contiendrait ces roches si elles avaient été déshydratées au préalable. Les prédictions surévaluent donc probablement les taux de fusion partielle et sous-évaluent les températures d'apparition du liquide anatectique par comparaison avec les roches métamorphiques naturelles. Ainsi, le degré de confiance des paragenèses prédites au faciès des granulites doit être plus faible à fort taux de fusion partielle, c'est-à-dire vers les hautes températures.

Au faciès des granulites, les modélisations de certains échantillons de faciès d'altération potassique produisent des paragenèses particulières. Ainsi, la fusion partielle consomme la biotite, la muscovite et le quartz et produisent moins de 30% de liquide anatectique, de la sillimanite et des minéraux ferromagnésiens anhydres tels le clinopyroxène l'orthopyroxène et l'olivine (Figure 4.29B, 4.29D; Tableau 5.2). Les paragenèses QAPF varient faiblement par rapport au faciès des amphibolites (Figures 4.26A, 4.27A, 4.36A, 4.37A). Si l'on considère la présence d'orthopyroxène qui accompagne la biotite et le clinopyroxène, ces faciès seraient semblables à des métacharnockites (Gill, 2010; Rajesh et Santosh, 2012). Par contre, la présence d'olivine dans ces métacharnockites serait très diagnostique.

Par ailleurs, la présence usuelle de magnétite et d'hématite dans les faciès d'altération potassique devrait conduire à des conditions de fugacité d'oxygène élevée lors du métamorphisme, ce qui affecterait de façon notable les paragenèses décrites ci-dessus. Ainsi, le mode des minéraux ferromagnésiens diminue avec l'augmentation de la fugacité (Figures 4.26C, 4.27C, 4.36C, 4.37C), et ne constitue alors pas des facteurs discriminants comparés aux orthogneiss communs. Les

proportions des grenats sont maximales pour des fugacités d'oxygène nulles, c'est-à-dire que le fer est sous forme ferreuse, et augmentent au faciès des granulites, mais restent faibles (2-10% vol.; Figures 4.26C, 4.27C). Dans la plupart des échantillons d'altération potassique modélisés, l'augmentation de la fugacité d'oxygène entraîne la croissance de magnétite et d'hématite. La présence d'hématite dans des gneiss syénitiques ou d'un mode anormalement élevé de magnétite, qui atteint 15% dans certains cas (0601C02; Figure 4.25C), pourrait alors permettre l'identification d'altération K-Fe de HT ou BT.

Les occurrences de granitoïdes alcalins, allant de la syénite aux granites, sont fréquentes dans la Province de Grenville (Corriveau et Gorton, 1993 ; Nantel, 2008; van Breemen et Currie, 2004 ; Cutts, 2014). Ces granitoïdes alcalins sont souvent associés spatialement, mais ne sont pas comagmatiques aux anorthosites protérozoïques. Ces dernières font souvent partie des suites Anorthosite–Mangérite–Charnockite–Granite (Winter, 2001; Seifert et al., 2010). Les granitoïdes sont dominés par les quartz-syénites et les monzonites, ainsi que les granites qui présentent souvent de l'orthopyroxène issu du métamorphisme de haut grade (Rajesh et Santosh, 2012). Comme indiqué dans les deux paragraphes précédents, les paragenèses des faciès K-Fe de HT et BT peuvent ressembler à des orthogneiss syénitiques à granitiques au faciès des amphibolites et des granulites. Dans ce sens, les faciès d'altération signalés dans les districts IOCG de Kwyjibo et de Lyon Mountain sont souvent des gneiss interprétés comme dérivés de granites à microcline ou de leucogranites à microcline (McLelland et al., 2002; Gauthier et al., 2004; Clark et al., 2005; Valley et al., 2011). La présence très atypique d'olivine dans des paragenèses granitiques suscite le débat sur l'origine des faciès nommés « Granite à fayalite » dans le district de Lyon Mountain. La stabilité de l'olivine au faciès des granulites est prédite par certaines des modélisations d'altération K-Fe à très faible fugacité d'oxygène, notamment les plus riches en fer et pauvres en silice (0039B03, 0601C02; Figures 4.29D, 4.31D). L'échantillon 1027A03 est moins riche en fer, mais présenterait selon la modélisation une paragenèse QAPF de granite alcalin à biotite-clinopyroxène-grenat-orthopyroxène-olivine au-dessus de 800°C et en dessous de 750MPa (50 % vol. de feldspath potassique, de 25 % vol. de quartz, Figures 4.21A, 4.21B). Cette paragenèse est très proche des faciès « Granite à Fayalite » à clinopyroxène-fayalite-zircon de Lyon Mountain décrit par Valley (2010).

Dans le district d'Au Sable Fork, ces faciès sont appelés Gneiss de Lyon Mountain à microcline par Whitney et Olmsted (1993) et sont associés aux gneiss riches en albite (Figure 2.5). Plus au nord, autour des gîtes de Palmer Hill, de Jackson Hill et d'Arnold Hill, ces gneiss alternent avec des gneiss plus pauvres en quartz, appelés gneiss syénitiques ou quartz syénitiques, qui contiennent localement 30% de clinopyroxène. Ils ont été alors appelés skarns (Hagner et Collins, 1967). Ces variations sont entremêlées et difficilement cartographiables. L'ensemble de ces gneiss granitiques à syénitiques et l'abondance locale des minéraux ferromagnésiens sont cohérents avec les résultats des modélisations de faciès potassique à très faibles fugacités d'oxygène (Tableau 5.2).

Aux abords du district de Kwyjibo, il y a développement de microcline et de quartz, et présence du leucogranite de Canatiche. Les roches encaissantes sont des gneiss à quartz-microcline-biotite-amphibole-titanite qui alternent avec des niveaux plus mafiques (hornblende, biotite et magnétite) et l'ensemble pourrait être interprété comme issu d'une séquence volcano-sédimentaire métamorphisée à haut grade (Gauthier et al., 2004; Magrina et al., 2005). Selon le diagramme AIOCG, ces faciès sont cependant plus riches en potassium et en fer que des orthogneiss habituels et s'apparentent à des faciès d'altération K-Fe de HT (Figure 2.6). La paragenèse observée dans les gneiss felsiques de cette séquence serait cohérente avec celles observées dans certaines modélisations de faciès K-Fe à faible fugacité d'oxygène (Figure 4.28D). Ce dernier exemple montre que les proportions inhabituelles de minéraux ferromagnésiens et de magnétite par rapport aux orthogneiss classiques, spécificité mise en avant par les modélisations, n'apparaîtront pas forcément de manière évidente lors de levés de reconnaissances de terrain.

Dans le complexe gneissique de Bondy, les gneiss identifiés comme des faciès d'altération Na-Ca-Mg et K-Fe sont des gneiss où le feldspath dominant est soit le plagioclase ou le feldspath-K et des proportions variables, parfois élevées de grenat, de cordiérite, d'orthopyroxène, de tourmaline, de kornéropine et de sillimanite. Les gneiss particulièrement alumineux sont couramment interprétés comme provenant de la superposition de faciès d'altération de basse température de types chloritiques, phylliques et argilliques sur des faciès d'altération Na+Ca-Fe et K-Fe et des précurseurs usuels (Blein et al., 2016; Blein et Corriveau, 2017; Corriveau et al., 2017). Les grenatites sont des faciès d'altération K-Fe dont la richesse est similaire à celle des faciès d'altération K-Fe choisis pour les modélisations dans cette étude selon le diagramme AIOCG de Montreuil et al. (2013; Figure 2.8, 4.17). Ces grenatites sont composées d'au moins 50% de grenat

et, selon le type de grenatites, le quartz, la biotite, le feldspath potassique, et/ou la magnétite y est abondant. Certaines grenatites ont un assemblage plus calcique à clinopyroxène et quartz. De telles proportions de grenat n'ont pas été reproduites lors de la modélisation d'équilibre de phase des échantillons choisis de la zone magmatique du Grand Lac de l'Ours (généralement <10%), et cela même en utilisant des fugacités d'oxygène faibles à nulles qui maximisent la présence de grenat prédite. À noter toutefois que la banque d'échantillons n'atteint pas les proportions de magnésium types des gîtes IOCG à hématite tels ceux de Monteverde au Chili (cf. Blein et Corriveau, 2017) et qu'aucun échantillon où l'altération phyllique était importante n'a été sélectionné de la banque de données du Grand lac de l'Ours (cf. Corriveau et al., 2015). Les modes de grenat prédits les plus importants ont été obtenus pour les faciès riches en aluminium et avec une fugacité d'oxygène nulle (8-12%). La formation de plus 50% de grenat nécessite une roche de composition différente. Les compositions des grenatites du complexe de Bondy sont plus riche en Mg et en Fe. Or le Mg est souvent plus abondant dans les faciès d'altération de BT que dans ceux de HT (Corriveau et al., 2016). Il est donc probable que les faciès de grenatites du complexe de Bondy soient des faciès d'altération de BT riche en Mg tel que des faciès chloritisés ou des faciès d'altération K-Fe de BT superposés à des faciès de K-Fe de HT.

Tableau 5.3 : comparaison des compositions (% mol) des faciès de la ZMGO les plus riches en grenat modélisés au faciès des granulites et des grenatites du complexe de Bondy (Corriveau, 2013).

Indice minéralisé	Zone Magmatique du Grand Lac de l'Ours Duke Jackpot		Complexe de Bondy, Province de Grenville, Québec							
Référence	09CQA-056D03	10CQA-0780E03	1659e	1659f1	1659f2	1659f3	4366h	4944a	6054h	2401
Mx	Bt-Mag- Grt	Bt-Mag	Grt- Qz- Bt- Fsp- Mag	Grt- Qz-Bt- Fsp- Mag	Grt- Qz-Bt- Fsp- Mag	Grt- Qz-Bt- Fsp- Mag	n.a.	Grt- Cpx- Mag- Pl-Qz	Grt- Cpx- Qz	Bt- Grt- Kfs- Pl-Qz
Altération	K-Fe de HT		n.d.							
Grt	15 % vol.	20 % vol.	>50 % vol.							
SiO ₂	55,82	74,76	51,60	54,23	45,49	50,41	46,24	53,79	49,15	40,17
TiO ₂	0,89	0,23	0,84	0,47	0,32	0,68	1,03	2,07	0,67	1,54
Al ₂ O ₃	12,18	8,75	9,49	7,70	9,27	7,49	12,57	10,20	9,57	12,78
FeO _t	9,12	6,28	24,48	28,98	29,93	34,83	13,63	14,62	15,45	23,83
MnO	3,06	0,69	0,16	0,11	0,15	0,11	0,20	0,33	0,79	0,53
MgO	2,65	1,38	12,30	13,47	18,40	11,46	9,25	7,64	8,56	18,85
CaO	3,13	1,07	0,92	0,34	0,44	0,36	1,11	9,19	7,04	1,63
Na ₂ O	0,68	0,07	0,34	0,02	0,00	0,19	0,77	0,14	1,84	0,09
K ₂ O	7,58	1,55	1,98	0,04	0,04	0,05	5,31	0,36	1,59	2,94
Perte au feu	3,8	4,4	-2,11	-5,35	-4,05	-5,58	9,89	1,67	5,34	-2,37

CHAPITRE 6 CONCLUSION

La modélisation d'équilibre de phase a permis de contribuer efficacement à une meilleure connaissance quantitative de l'éventail des paragenèses que présenteraient ces faciès d'altération typiques des systèmes IOAA du Grand Lac de l'Ours à haut grade métamorphique. Par contre, bien que nos modélisations de métamorphisme de haut grade d'échantillons d'altération sodique et potassique présentent des assemblages contrastés, les différents types de faciès d'altération à l'intérieur de ces grands groupes ne présentent pas d'assemblages diagnostiques. Les modélisations montrent que la richesse en feldspaths des faciès d'altération à éléments alcalins sont conservées au faciès des amphibolites et des granulites, ce qui les rend similaires à des orthogneiss alcalins (résumé dans les Tableaux 5.1, 5.2). Les faciès d'altération sodique seraient composés essentiellement de plagioclase-clinopyroxène-(±amphibole)-biotite±grenat au faciès des amphibolites, leurs conférant ainsi des paragenèses ressemblant à des orthogneiss anorthositiques à mafiques. Au faciès des amphibolites, la majorité des faciès d'altération potassique présenteraient des paragenèses proches d'orthogneiss felsiques riches en feldspath alcalin, tels des syénites alcaline potassiques ou ultrapotassiques, des shonkinites, des syénites, des granites alcalins et des granites. Lors de la fusion partielle, certains de ces faciès auraient des proportions mineures d'orthopyroxène et ils seraient alors susceptibles de ressembler à des charnockites alcalines. Certaines modélisations prédisent même la formation de granites alcalins à olivine, ce qui constituerait une solution intéressante à l'origine de telles roches paradoxales observées dans les Adirondacks par exemple les granites à fayalite (McLelland et al., 1996; Valley, 2010). Quelques modélisations des faciès d'altération potassique sont riches en biotite, quartz et muscovite et ressembleraient à des métapelites, mais avec une proportion anormalement élevée en quartz. Les gneiss auxquels pourraient ressembler les faciès d'altération IOAA métamorphisés sont communs au sein de la Province de Grenville et des districts IOCG; une bonne connaissance des critères de distinction semble donc essentielle lors des cartographies régionales ou à l'échelle des gîtes.

La reconnaissance des faciès d'altération IOAA à haut grade métamorphique passe d'abord pas la détermination des modes des feldspaths, mais aussi de leurs compositions (p.ex. modes importants d'albite pour les altérations Na). Dans le cadre d'une campagne de terrain, la nature des feldspaths peut être facilement confondue et leur composition très difficilement déterminable. Les autres

minéraux permettant de distinguer ces faciès d'altération par rapport à des orthogneiss alcalins sont dans la grande majorité des cas sur la reconnaissance des minéraux mineurs (<5 % vol.). Ces minéraux mineurs discriminants varient en outre selon les échantillons d'un même faciès d'altération IOAA et, de surcroît, ne sont pas toujours présents dans les paragenèses. L'inconstance et la discrétion de ces critères rendraient probablement difficile l'identification des faciès d'altération dans les terrains où il y a un manque d'affleurements de bonne qualité. Il faut ajouter que certains minéraux anormaux sont susceptibles d'être plus facilement discernables (p.ex. e grenat) que d'autres (p.ex. la cordiérite par rapport au quartz). Certains critères sont plus fréquents, comme la présence de grenat (1-13 % vol. de grenat dans 85% des faciès d'altération K-Fe étudiés) ou encore de magnétite et d'hématite en tant que minéraux mineurs lors de la reconnaissance des faciès d'altération K-Fe de HT et BT par rapport à des orthogneiss alcalins. Selon les prédictions, l'absence d'amphibole et la présence de clinopyroxène est aussi un critère de distinction récurrent des faciès d'altération sodique au faciès des amphibolites. L'absence d'amphibole pourrait les démarquer des gneiss gabbroïques, leucogabbroïques ou anorthositiques, mais pourrait aussi être interprétée sur le terrain comme une zone de préservation de faciès granulitiques progrades (plagioclase-clinopyroxène±quartz ou hornblende; Pattison, 2003). Du fait des compositions extrêmes des faciès d'altération par rapport à des orthogneiss mafiques (Montreuil et a., 2013), il est cependant probable que les clinopyroxènes modélisés aient des compositions diopsidique ou omphacitique, et donc très distinctes des clinopyroxènes des gneiss mafiques. Les compositions des minéraux formant des solutions solides n'ont toutefois pas été prises en compte dans cette étude et pourraient avoir un effet important sur l'aspect de certains minéraux (p.ex. le clinopyroxène). L'inspection des compositions des minéraux majeurs prédits par les modélisations pourrait donc apporter des précisions utiles pour la reconnaissance des faciès d'altération sodique.

BIBLIOGRAPHIE

- Appel, P., 2013, Peter Appel - Software Download, Volume 2017: <https://www.ifg.uni-kiel.de/339.html>, Institut für Geowissenschaften.
- Arnold, J., et Sandiford, M., 1990, Petrogenesis of cordierite-orthoamphibole assemblages from the Springton region, South Australia: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 106, p. 100-109.
- Ashwal, 2010, The temporality of anorthosites: *The Canadian Mineralogist*, v. 48, p. 711-728.
- Austin, J., et Foss, C., 2012, Rich, attractive and extremely dense: A geophysical review of Australian IOCGs, in *Proceedings 22nd International Geophysical Conference and Exhibition*, Brisbane, Australia, Australian Society of Exploration Geophysicists, p. 4.
- Austin, J. R., et Blenkinsop, T. G., 2010, Cloncurry Fault Zone: Strain partitioning and reactivation in a crustal-scale deformation zone, Mt Isa Inlier: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 57, p. 1-21.
- Bader, T., Franz, L., De Capitani, C., Zhang, L., 2014, The effect of water activity on calculated phase equilibria and garnet isopleth thermobarometry of granulites, with particular reference to Tongbai (east-central China): *European Journal of Mineralogy*, v. 26, no. 1, p. 5-23.
- Baker, T., 2011, The South Australian Approach to Exploration Under Cover, in *PACE 2020 exploration, m., energy, global, ed., Volume 2015: www.geosciencebc.com-i-pdf-Presentations-UnderCoverWS2011-Talk_3.webloc*, Government of South Australia Primary Industries and Resources SA.
- Barton, M. D., 2014, Iron oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems, in Turekian, K., and Heinrich, H., eds., *Treatise on Geochemistry*, Volume 13: Oxford, Elsevier Inc, p. 515-541.
- Beeson, R., 1976, The orthoamphibole-bearing rocks of the Søndeled-Tvedestrand area, Austagder, South Norway: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 56, p. 125-139.

- Blein, O., et Corriveau, L., 2017, Recognizing IOCG alteration facies at granulite facies in the Bondy Gneiss Complex of the Grenville Province, in Proceedings 14th SGA Biennial Meeting, Québec, Canada: Society for Geology Applied to Mineral Deposits, p. 907-910.
- Blein, O., Corriveau, L. et LaFlèche, M.R., 2004, Cordierite-orthopyroxene white gneiss: A key to unveiling premetamorphic hydrothermal activity in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Québec: Geological Society of America memoirs, v.197, p.19-33.
- Blein, O., LaFlèche, M. R., et Corriveau, L., 2003, Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: A 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada: Precambrian Research, v. 120, no. 3–4, p. 193-217.
- Blein, O., Corriveau, L., et LaFlèche, M. R., 2016, Mobilité des terres rares au sein d'un système hydrothermal à oxydes de fer Cu-Au : Le complexe gneissique de Bondy, province du Grenville, Canada, in Proceedings Québec Mines 2016, Québec, Canada, 2016: Québec, Canada, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles Québec.
- Boggs K., 1996, Retrograde cation exchange in garnets during slow cooling of mid crustal granulites and the P-T-t trajectories from the Mont Laurier region, Grenville province, Québec. [Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi], Chicoutimi, Québec, 333p.
- Boggs, K. J. E., et Corriveau, L., 2004, Granulite-facies P-T-t paths and the influence of retrograde cation diffusion during polyphase orogenesis, western Grenville Province, Québec: Geological Society of America Memoir, v. 197, p. 35-64.
- Bonnet, A.-L., et Corriveau, L., 2007a, Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terranes, in Goodfellow, W. D., ed., Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 1035-1049.
- Bonnet, A.-L., et Corriveau, L., 2007b, Atlas et outils de reconnaissance de systèmes hydrothermaux métamorphisés dans les terranes gneissiques, in Goodfellow, W. D., ed., Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the

evolution of geological provinces, and exploration methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 95 p.

Bonnet, A.-L., Corriveau, L. et La Flèche, M.R., 2005, Chemical imprint of highly metamorphosed volcanic-hosted hydrothermal alterations in the La Romaine Supracrustal Belt, eastern Grenville Province, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, no. 10, p. 1783-1814.

Bucher, K., et Grapes, R., 2011, *Petrogenesis of metamorphic rocks*: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 428 p.

Carmichael, D. M., 1970, Intersecting isograds in the Whetstone Lake Area, Ontario: *Journal of Petrology*, v. 11, no. 1, p. 147-181.

Carr, S. D., Easton, R. M., Jamieson, R. A., et Culshaw, N. G., 2000, Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, no. 2-3, p. 193-216.

Cayer, A., 2001, Caractérisation minéralogique des lithologies, des altérations et des minéralisations d'oxydes de fer, de cuivre et de terres rares de la propriété "Kwyjibo," Côte-Nord (Québec), Province géologique de Grenville. [Maîtrise: Université du Québec à Montréal], Montréal, Québec, 71 p.

Chiarenzelli, J.R., Selleck, B., Lupulescu, M., Regan, S., Bickford, M.E., Valley, P. et McLelland, J., 2017, Lyon Mountain ferroan leucogranite suite: Magmatic response to extensional thinning of overthickened crust in the core of the Grenville orogen: *The Geological Society of America*, v. 129, no 11/12, p. 1472–1488.

Clark, D. A., 2014, Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper–gold systems: A review: *Tectonophysics*, v. 624-625, p. 46-65.

Clark, T., Gobeil, A., et David, J., 2005, Iron oxide—copper—gold-type and related deposits in the Manitou Lake area, eastern Grenville Province, Quebec: Variations in setting, composition, and style: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, no. 10, p. 1829-1847.

- Clark, T., Gobeil, A., Chevé, S., 2010, Alteration in IOCG-type and related deposits in the Manitou Lake area, eastern Grenville Province, Québec, in Corriveau, L., and Mumin, A. H., eds., Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global analogues: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 127-146.
- Connolly, J. A. D., 2005, Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation: Earth and Planetary Science Letters, v. 236, no. 1–2, p. 524-541.
- Connolly, J. A. D., et Petrini, K., 2002, An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions: Journal of Metamorphic Geology, v. 20, p. 697-708.
- Corriveau, L., 2013, Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : Un exemple de l'analyse de terrains de métamorphisme élevé: Commission géologique du Canada, Bulletin 586, 251 p.
- Corriveau, L., et Clark, T., 2005, Introduction to the Grenville Province: A geological and mineral resources perspective derived from government and academic research initiatives: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, no. 10, p. 1637-1642.
- Corriveau, L. et Gorton, M., 1993, Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 113, no 2, p. 262-279.
- Corriveau, L., et Mumin, A. H., 2010, Exploring for iron oxide copper-gold (Ag-Bi-Co-U) Deposits: Case Examples, Classifications and Exploration Vectors, in Corriveau, L., and Mumin, A. H., eds., Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global analogues: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 1-12.
- Corriveau, L., et Spry, P. G., 2014, Metamorphosed hydrothermal ore deposits, in Turekian, K., and Heinrich, H., eds., Treatise on Geochemistry (Second Edition): Oxford, Elsevier, p. 175-194.

- Corriveau, L., et van Breemen, O., 2000, Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: Evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 37, p. 253-269.
- Corriveau, L., Ootes, L., Mumin, A. H., Jackson, V., Bennett, V., Cremer, J. F., Rivard, B., McMartin, I., et Beaudoin, G., 2007a, Alteration vectoring to IOCG(U) deposits in frontier volcano-plutonic terrains, Canada, in Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration 2007a, Volume Mine Site Exploration and Ore Delineation & Ore Deposits and Exploration Technology, p. 1171-1177.
- Corriveau, L., Perreault, S., et Davidson, A., 2007b, Prospective metallogenic settings of the Grenville Province, in Goodfellow, W. D., ed., Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 819-847.
- Corriveau, L., Mumin, A. H., et Setterfield, T., 2010a, IOCG environments in Canada: Characteristics, geological vectors to ore and challenges, in Porter, T. M., ed., Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: A global perspective, Volume 4: Adelaide, Australia, Porter Geoscience Consultancy Publishing, p. 311–344.
- Corriveau, L., Williams, P. J., et Mumin, A. H., 2010b, Alteration vectors to IOCG mineralization from uncharted terranes to deposits, in Corriveau, L., and Mumin, A. H., eds., Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global analogues: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 89-110.
- Corriveau, L., Lauzière, K., Montreuil, J.-F., Potter, E. G., Hanes, R., et Prémont, S., 2015, Dataset of geochemical data from iron oxide alkali-altered mineralizing systems of the Great Bear magmatic zone (NWT). Geological Survey of Canada, Dossier public 7643, 19 p.
- Corriveau, L., Montreuil, J.-F., et Potter, E. G., 2016, Alteration Facies Linkages Among Iron Oxide Copper-Gold, Iron Oxide-Apatite, and Affiliated Deposits in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada. Economic Geology, v. 111, no. 8, p. 2045-2072.

- Corriveau, L., Potter, E.G., Acosta-Gongora, P., Blein, O., Montreuil, J.-F., De Toni, A.F., Day, W.C., Slack, J.F., et Hanes, R., 2017, Petrological mapping and chemical discrimination of alteration facies as vectors to IOA, IOCG, and affiliated deposits within Laurentia and beyond, in Proceedings 14th SGA Biennial Meeting, Québec, Canada, Society for Geology Applied to Mineral Deposits, p. 851-854.
- Couëslan, C. G., Pattison, D. R. M., et Tinkham, D. K., 2011, Regional low-pressure amphibolite-facies metamorphism at the Pipe II mine, Thompson Nickel Belt, Manitoba, and comparison of metamorphic isograds in metapelites and meta-iron formations: *The Canadian Mineralogist*, v. 49, no. 3, p. 721-747.
- Cutts, J.A., 2014, Age and geochemical character of granite and syenite plutons in the Grenville Province of southeastern Ontario; insights into magmatism during the Ottawa Orogeny and evidence of the Frontenac Intrusive Suite in the Sharbot Lake domain, [Carleton University], Ottawa, Ontario, 103 pp.
- Day, W.C., Slack, J.F., Ayuso, R.A., et Seeger, C.M. (2016) Regional framework and geology of iron oxide-apatite-rare earth element and iron oxide-copper-gold deposits of the Mesoproterozoic St. Francois Mountains Terrane, southeast Missouri: *Economic Geology*, v. 111, no. 8, p. 1825-1858.
- de Capitani, C., et Petrakakis, K., 2010, The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software: *American Mineralogist*, v. 95, p. 1006-1016.
- De Toni, A. F., 2015, Les paragenèses à magnétite des altérations associées aux systèmes à oxydes de fer et altérations en éléments alcalins, zone magmatique du Grand lac de l'Ours [Maitrise: Institut National de la Recherche Scientifique et l'Université Laval], 738 p.
- Dickin, A. P., et McNutt, R. H., 2007, The Central Metasedimentary Belt (Grenville Province) as a failed back-arc rift zone: Nd isotope evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 259, no. 1–2, p. 97-106.
- Diener, J. F. A., Powell, R., et White, R. W., 2008, Quantitative phase petrology of cordierite–orthoamphibole gneisses and related rocks: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, no. 8, p. 795-814.

- Diener, J. F. A., Powell, R., White, R. W., et Holland, T. J. B., 2007, A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2$: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 25, no. 6, p. 631-656.
- Einaudi, M. T., et Oreskes, N., 1990, Progress toward an occurrence model for Proterozoic iron oxide deposits - a comparison between the ore provinces of South Australia and southeast Missouri, in Pratt, W. P., and Sims, P. K., eds., *The midcontinent of the United States — permissive terrane for an Olympic Dam-type deposit?: United States Geological Survey, Bulletin 1932*, p. 58-69.
- Emslie, R. F., et Hunt, P. A., 1990, Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosite, Grenville Province: *The Journal of Geology*, v. 98, p. 213-231.
- Eskola, P., 1915, On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region: *Geologian Tutkimuskeskus (GTK), Bulletin*, v. 44, p. 109-145.
- Eskola, 1920, The mineral facies of rocks: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 6, p. 143-194.
- Ferry, J. M., et Blencoe, J. G., 1978, Subsolidus phase relations in the nepheline-kalsilite system at 0.5, 2.0, 5.0 kbar: *American Mineralogist*, v. 63, p. 1225-1240.
- Foose, M. P., et McLelland, J. M., 1995, Proterozoic low-Ti iron-oxide deposits in New York and New Jersey: Relation to Fe-oxide (Cu-U-Au-rare earth element) deposits and tectonic implications: *Geology*, v. 23, no. 7, p. 665-668.
- Franz, L., Romer, R., et de Capitani, C., 2013, Protoliths and phase petrology of white schists: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 166, p. 255-274.
- Gandhi, S. S., 1994, Geology and genetic aspects of mineral occurrences in the southern Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, in Sinclair, W. D., and Richardson, D. G., eds., *Studies of rare-metal deposit in the Northwest Territories: Geological Survey of Canada Bulletin 475*, p. 63-96.

- Gandhi, S. S., Prasad, N., et Charbonneau, B. W., 1996, Geological and geophysical signatures of a large polymetallic exploration target at Lou Lake, southern Great Bear magmatic zone, Northwest Territories: Commission géologique du Canada, Current Research/Recherches en cours no. 1996-E, p. 147-158.
- Gauthier, M., et Chartrand, F., 2005, Metallogeny of the Grenville Province revisited: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 42, no. 10, p. 1719-1734.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A., et David, J., 2004, The Kwyjibo Cu-REE-U-Au-Mo-F property, Quebec: A Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the Northeastern Grenville Province: Economic Geology, v. 99, no. 6, p. 1177-1196.
- Gibbs, J. W., 1928, Thermodynamics: New York, Longmans, Green, 470 p.
- Gill, R., 2010, Igneous rocks and processes, a practical guide: West Sussex, Angleterre Wiley-Blackwell - John Wiley & Sons, 428 p.
- Goad, R. E., Mumin, A. H., Duke, N. A., Neale, K. L., Mulligan, D. L., et Camier, W. J., 2000, The NICO and Sue-Dianne Proterozoic, iron oxide-hosted, polymetallic deposits, Northwest Territories: Application of the Olympic Dam model in exploration: Exploration and Mining Geology, v. 9, no. 2, p. 123-140.
- Goodwin, A. M., 1996, Chapter 1 - Distribution and tectonic setting of Precambrian crust, in Goodwin, A. M., ed., Principles of Precambrian geology: London, Academic Press, p. 1-50.
- Gower, C. F., Setra, K., et Krogh, T. E., 2002, A U–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 39, no. 5, p. 795-829.
- Grant, F. S., 1985, Aeromagnetism, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: An overview: Geoexploration, v. 23, no. 3, p. 303-333.
- Graversen, O., 1980, Intrusive meta-anorthosite/leucodiorite from the Precambrian of Akershus, SE Norway: Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 60, p. 131-137.

- Green, E., Holland, T. J. B., et Powell, R., 2007, An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks: *American Mineralogist*, v. 92, no. 7, p. 1181-1189.
- Green, T. H., 1976, Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition: *Geology*, v. 4, no. 2, p. 85-88.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., et Hitzman, M. W., 2010, Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits: *Economic Geology*, v. 105, no. 3, p. 641-654.
- Hagner, A. F., et Collins, L. G., 1967, Magnetite ore formed during regional metamorphism, Au Sable magnetite district, New York: *Economic Geology*, v. 62, p. 1034-1071.
- Hayward, N., Corriveau, L., Craven, J. A., et Enkin, R. J., 2016, Geophysical Signature of the NICO Au-Co-Bi-Cu Deposit and Its Iron Oxide-Alkali Alteration System, Northwest Territories, Canada: *Economic Geology*, v. 111, p. 2087–2109.
- Harris, L.B., Rivard, B., et Corriveau, L., 2001, Structure of the Lac Nominingue – Mont-Laurier region, Central Metasedimentary Belt, Quebec Grenville Province: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 38, no. 3, p. 787-802.
- Harlov, D.E., Meighan, C.J., Kerr, I.D., et Samson, I.M., 2001, Mineralogy, Chemistry, and Fluid-Aided Evolution of the Pea Ridge Fe Oxide-(Y + REE) Deposit, Southeast Missouri, USA: *Economic Geology*, v. 111, no. 8, p. 1963-1984.
- Helms, T. S., Y., M. H., et Theodore, L. C., 1987, Petrology of a Georgia Blue Ridge amphibolite unit with hornblende + gedrite + kyanite + staurolite: *American Mineralogist*, v. 72, p. 1086-1096.
- Hildebrand, R.S., 1986, Kiruna-type deposits; their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada: *Economic Geology*, v. 81, no. 3, p.640-659.

- Hitzman, M. W., 2000, Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when et why, in Porter, T. M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, Volume 1: Adelaide, Australia, Porter Geoscience Consultancy Publishing, p. 9-25.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N., et Einaudi, M. T., 1992, Geological characteristics et tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: *Precambrian Research*, v. 58, p. 241-287.
- Holland, T. J. B., et Powell, R., 1991, A compensated-Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO₂ and H₂O in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1600°C: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 109, p. 309-343.
- Holland, T. J. B., et Powell, R., 1996, Thermodynamics of order-disorder in minerals: I. Symmetric formalism applied to mineral of fixed composition: *American Mineralogist*, v. 81, p. 1413-1424.
- Holland, T. J. B., et Powell, R., 1998, An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, no. 3, p. 309-343.
- Holland, T. J. B., et Powell, R., 2011, An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 29, no. 3, p. 333-383.
- Hynes, A., et Rivers, T., 2010, Protracted continental collision — evidence from the Grenville Orogen: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 47, no. 5, p. 591-620.
- Klein, C., 1973, Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations: *Economic Geology*, v. 68, no. 7, p. 1075-1088.
- Kolb, J., et Stensgaard, B. M., 2009, Iron oxide copper-gold (IOCG) mineralising systems in Greenland: *Geology and Ore*, v. 13, p. 2-12.
- Kreiner, D.C., et Barton, M.D., 2011, High-level alteration in iron-oxide(-Cu-Au) ('IOCG') vein systems, examples near Copiapó Chile, in: Barra, F., Reich, M., Campos, E. et Tornos, F., eds., *Proceedings of the 11th biennial meeting: society for geology applied to ore deposits*, p. 497-499.

- Kuyumjan, R. M., 1998, Kyanite-staurotide ortho-amphibolite from the Chapada region, Goiás, central Brazil *Mineralogical Magazine*, v. 62, no. 4, p. 501-507.
- Laznicka, P., 2010, *Giant Metallic Deposits - Future Sources of Industrial Metals*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 950 p.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., et Woolley, A. R., 2002, *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.*, Cambridge, Cambridge University Press, 252 p.
- Magrina, B., Jébrak, M., et Cuney, M., 2005, Le magmatisme de la région de Kwyjibo, Province du Grenville (Canada): Intérêt pour les minéralisations de type fer-oxydes associées: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, p. 1849-1864.
- Mahar, E. M., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T. J. B., et Howell, N., 1997, The effect of Mn on mineral stability in metapelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, no. 2, p. 223-238.
- Mark, G., Oliver, N. H. S., et Williams, P. J., 2006, Mineralogical and chemical evolution of the Ernest Henry Fe oxide–Cu–Au ore system, Cloncurry district, northwest Queensland, Australia: *Mineralium Deposita*, v. 40, no. 8, p. 769-801.
- Mathieu, L., Trépanier, S., et Daigneault, R., 2015, CONSONORM_HG: A new method of norm calculation for mid- to high-grade metamorphic rocks: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 34, p. 1525-1534.
- McLelland, J., Daly, J. S., et McLelland, J. M., 1996, The Grenville Orogenic Cycle (ca. 1350-1000 Ma): An Adirondack perspective: *Tectonophysics*, v. 265, no. 1-2, p. 1-28.
- McLelland, J., Hamilton, M., Selleck, B., McLelland, J., Walker, D., et Orrell, S., 2001, Zircon U-Pb geochronology of the Ottawa Orogeny, Adirondack Highlands, New York: Regional and tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 109, no. 1-2, p. 39-72.
- McLelland, J., Morrison, J., Selleck, B., Cunningham, B., Olson, C., et Schmidt, K., 2002, Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mountain Granitic Gneiss,

- Adirondack Mountains, New York: Origin of quartz–sillimanite segregations, quartz–albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, no. 1, p. 175-190.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., et Bickford, M.E., 2016, Tectonic Evolution of the Adirondack Mountains and Grenville Orogen Inliers within the USA : *Geoscience Canada*, v. 40, p. 318-352.
- Montel, J.-M., et Vielzeuf, D., 1997, Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 128, no. 2-3, p. 176-196.
- Montreuil, J.-F., 2015, Mobilité des éléments et formation de gîtes polymétalliques au sein des systèmes à oxydes de fer et altération en éléments alcalins, zone magmatique du Grand lac de l'Ours, Territoires du Nord-Ouest, Canada [Doctorat: Université Laval et Institut national de la Recherche scientifique], 434 p.
- Montreuil, J.-F., Corriveau, L., et Grunsky, E. C., 2013, Compositional data analysis of hydrothermal alteration in IOCG systems, Great Bear magmatic zone, Canada: To each alteration type its own geochemical signature: *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, v. 13, p. 229–247.
- Montreuil, J.-F., Corriveau, L., et Potter, E. G., 2015, Formation of albitite-hosted uranium within IOCG systems: The Southern Breccia, Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada: *Mineralium Deposita*, v. 50, no. 3, p. 293-325.
- Montreuil, J.-F., Potter, E. G., Corriveau, L., et Davis, W.J., 2016a, Element mobility patterns in magnetite-group IOCG systems: The Fab IOCG system, Northwest Territories, Canada: *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 562-584.
- Montreuil, J.-F., Corriveau, L., et Davis, W.J., 2016b, Tectonomagmatic evolution of the southern Great Bear magmatic zone (Northwest Territories, Canada) – Implications on the genesis of iron oxide alkali-altered hydrothermal systems: *Economic Geology*, v. 111, p. 2111-2138.

- Montreuil, J.-F., Corriveau, L., Potter, E. G., et De Toni, A.F., 2016c, On the relation between alteration signature and metal endowment of iron oxide alkali altered systems, southern Great Bear magmatic zone (Canada): *Economic Geology*, v. 111, p. 2139-2168.
- Mumin, A. H., Corriveau, L., Somarin, A. K., et Ootes, L., 2007, Iron oxide copper-gold-type polymetallic mineralization in the Contact Lake belt, Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada: *Exploration and Mining Geology*, v. 16, no. 3-4, p. 187-208.
- Mumin, A. H., Somarin, A. K., Jones, B., Corriveau, L., Ootes, L., et Camier, J., 2010, The IOCG porphyry-epithermal continuum of deposits types in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada, in Corriveau, L., and Mumin, A. H., eds., *Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global analogues: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20*, p. 59-78.
- Nantel, S., 2008, *Géologie et aperçu de la géochronologie et des indices métalliques découverts entre 1996 et 2007 dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier* : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DV 2008-04, 18 pp.
- Newton, R. C., et Perkins III, D., 1982, Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz: *American Mineralogist*, v. 67, p. 203-222.
- Nold, J. L., Dudley, M. A., et Davidson, P., 2014, The Southeast Missouri (USA) Proterozoic iron metallogenic province—Types of deposits and genetic relationships to magnetite–apatite and iron oxide–copper–gold deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 57, p. 154-171.
- O’Driscoll, E. S. T., 1986, Observations of the lineament–ore relation, in Reading, H. G., Watterson, J., and White, S. H., eds., *Major crustal lineaments and their influence on the geological history of the continental lithosphere: Royal Society of London, Philosophical Transactions*, v. 317, p. 195-218.
- Oliver, N. H. S., Cleverley, J. S., Mark, G., Pollard, P. J., Fu, B., Marshall, L. J., Rubenach, M. J., Williams, P. J., et Baker, T., 2004, Modeling the role of sodic alteration in the genesis of

- iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa Block, Australia: *Economic Geology*, v. 99, no. 6, p. 1145-1176.
- Owens, B. E., et Dymek, R. F., 1992, Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite: Problems of interpretation illustrated from The Labrieville and St-Urbain plutons, Québec: *The Canadian Mineralogist*, v. 30, p. 163-190.
- Patiño-Douce, A.E. et Harris, N., 1998, Experimental Constraints on Himalayan Anatexis: *Journal of Petrology*, v. 39, no.4, p. 689-710.
- Patiño Douce, A. E., et Johnston, A. D., 1991, Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 107, no. 2, p. 202-218.
- Patino Douce, A. E., Johnston, A. D., et Rice, J. M., 1993, Octahedral excess mixing properties in biotite; a working model with applications to geobarometry and geothermometry: *American Mineralogist*, v. 78, p. 113-131.
- Pattison, D. R. M., 2003, Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase \pm quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, no. 1, p. 21-34.
- Pattison, D. R. M., et Seitz, J. D., 2012, Stabilization of garnet in metamorphosed altered turbidites near the St. Eugene lead–zinc deposit, southeastern British Columbia: Equilibrium and kinetic controls: *Lithos*, v. 134–135, p. 221-235.
- Perreault, S., et Lafrance, B., 2015, Kwyjibo, a REE-enriched iron oxides-copper-gold (IOCG) deposit, Grenville Province, Québec, in *Proceedings Symposium on Strategic and Critical Materials*, Victoria, British Columbia, Canada, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey, p. 139-145.
- Pickering, J. M., et Johnston, D. A., 1998, Fluid-absent melting behavior of a two-mica metapelite: Experimental constraints on the origin of Black Hills granite: *Journal of Petrology*, v. 39, no. 10, p. 1787-1804.

- Pickering, J.M. et Johnston, D.A., 1998, Fluid-absent melting behavior of a two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of black hills granite: *Journal of Petrology*, v. 39, no. 10, p. 1787-1804.
- Porter, T. M., 2010, Current understanding of iron oxide associated-alkali altered mineralised systems: Part I - An overview, in Porter, T. M., ed., *hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, Volume 3: Adelaide, Australia, Porter Geoscience Consultancy Publishing, p. 5-32.
- Postel, A. W., 1952, *Geology of the Clinton County magnetite district*, New York, United States Geological Survey, Professional Paper, 88 p.
- Powell, R., et Holland, T. J. B., 1988, An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 6, no. 2, p. 173-204.
- Powell, R., et Holland, T. J. B, 1999, Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions; activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas: *American Mineralogist*, v. 84, no. 1-2, p. 1-14.
- Powell, R., et Holland, T. J. B, 2008, On thermobarometry: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, no. 2, p. 155-179.
- Rajesh, H. M., et Santosh, M., 2012, Charnockites and charnockites: *Geoscience Frontiers*, v. 3, no. 6, p. 737-744.
- Richards, J. P., 2011, Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins: *Ore Geology Reviews*, v. 40, no. 1, p. 1-26.
- Richards, J. P., et Mumin, A. H., 2013, Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu \pm Mo \pm Au deposits: *Geology* v. 41, no. 7, p. 767-770.
- Rivers, T., 1997, Lithotectonic elements of the Grenville Province: Review and tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 86, no. 3-4, p. 117-154.

- Rivers, T., 2008, Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province—Implications for the evolution of large hot long-duration orogens: *Precambrian Research*, v. 167, no. 3–4, p. 237-259.
- Rivers, T., 2012, Upper-crustal orogenic lid and mid-crustal core complexes: Signature of a collapsed orogenic plateau in the hinterland of the Grenville Province: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 49, no. 1, p. 1-42.
- Rivers, T., et Corrigan, D., 2000, Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: Tectonic implications: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, no. 2-3, p. 359-383.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F., et Davidson, A., 1989, New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield: *Tectonics*, v. 8, no. 1, p. 63-84.
- Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A., et Hynes, A., 2002, The High Pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, no. 5, p. 26.
- Rivers, T., Culshaw, N., Andrew, H., Indares, A., Jamieson, R., et Martignole, J., 2012, The Grenville Orogen — A post Lithoprobe perspective, in Percival, J. A., Cook, F. A., and Clowes, R. M., eds., *Tectonic styles in Canada: The LITHOPROBE perspective*, Geological Survey of Canada, Special Paper 49, p. 97-236.
- Seifert, K. E., Dymek, R. F., Whitney, P. R., et Haskin, L. A., 2010, Geochemistry of massif anorthosite and associated rocks, Adirondack Mountains, New York: *Geosphere*, v. 6, no. 6, p. 855–899.
- Sharp, Z. D., et Moecher, D. P., 1994, O-isotope variations in a porphyroclastic meta-anorthosite: Diffusion effects and false isotherms: *American Mineralogist*, v. 79, p. 951-959.
- Skirrow, R. G., 2010, Hematite-group IOCG±U ore systems: Tectonic settings, hydrothermal characteristics, and Cu-Au and U mineralizing processes, in Corriveau, L. and Mumin A.H., eds., *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 39-57.

- Slack, J.F., McCafferty, A.E., Aleinikoff, J.N., Ayuso, R.A., Belkin, H.E., Cosca, M.A., Day, W.C., Hofstra, A.H., Johnson, C.A., Meighan, C.A., Neymark, L.A., Nold, J.L., Seeger, C.M. and Selby, D., 2014. Mesoproterozoic iron oxide-apatite and iron oxide-copper-gold-rare earth element deposits of southeast Missouri, USA: Geology, geophysics, and exploration potential, SEG 2014, Keystone, CO, USA.
- Smith, R. J., 2002, Geophysics of iron oxide copper gold deposit, in Porter, T. M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposit, Volume 2: Adelaide, Australia, Porter Geoscience Consultancy Publishing, p. 357-367.
- Smye, A. J., Greenwood, L. V., et Holland, T. J. B., 2010, Garnet–chloritoid–kyanite assemblages: Eclogite facies indicators of subduction constraints in orogenic belts: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 28, no. 7, p. 753-768.
- Spear, F. S., 1993, *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time-paths*: Mineralogical Society of America. Monograph series, 799 p.
- Stevens, G., Clemens, J. D., et Droop, G. T. R., 1997, Melt production during granulite-facies anatexis: Experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 128, no. 4, p. 352-370.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.
- Tajčmanová, L., Connolly, J. A. D., et Cesare, B., 2009, A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 27, no. 2, p. 153-165.
- Tenczer, V., Hauzenberger, C. A., Fritz, H., Hoinkes, G., Muhongo, S., et Klötzli, U., 2011, The P-T-X(fluid) evolution of meta-anorthosite in the Eastern Granulite, Tanzania: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 29, no. 5, p. 537-560.
- Thompson, J. B., 1957, The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists: *The American Mineralogist*, v. 42, p. 842-858.

- Trapy, P.-H., et Gervais, F., 2015, How to choose solution models for phase equilibria modeling of migmatitic metapelites?, in Proceedings Joint Assembly AGU-GAC-MAC-CGU - Abstracts Listing, Montréal, Canada, 2015: Montréal, Canada, p. 70.
- Trapy, P.-H., Gervais, F., Corriveau, L. et Moukhsil, A., 2015, La modélisation pétrogénétique des gîtes d'oxydes de fer à cuivre-or comme outil d'exploration dans les terrains de haut grade métamorphique : application à la zone de Parent (Haute-Mauricie, Québec) : Ministère des Énergie et Ressources naturelles du Québec, MB 2015-05, 52 p.
- Valley, P. M., 2010, Fluid alteration and magnetite-apatite mineralization of the Lyon Mountain granite: Adirondack Mountain, New York State [Doctorat: Memorial University of Newfoundland], 282 p.
- Valley, P. M., Hanchar, J. M., et Whitehouse, M. J., 2009, Direct dating of Fe oxide-(Cu-Au) mineralization by U/Pb zircon geochronology: *Geology*, v. 37, no. 3, p. 223-226.
- Valley, P.M., Hanchar, J.M. et Whitehouse, M.J., 2011, New insights on the evolution of the Lyon Mountain Granite and associated Kiruna-type magnetite-apatite deposits, Adirondack Mountains, New York State: *Geosphere*, v. 7, no. 2, p. 357-389.
- van Breemen, O. et Currie, K.L., 2004, Geology and U–Pb geochronology of the Kipawa Syenite Complex — a thrust related alkaline pluton — and adjacent rocks in the Grenville Province of western Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 41, no 4, p. 431-455.
- van Hinsberg, V. J., et Schumacher, J. C., 2009, The geothermobarometric potential of tourmaline, based on experimental and natural data: *American Mineralogist*, v. 94, no. 5-6, p. 761-770.
- Vernon, R. H., 2004, A practical guide to rock microstructure: Cambridge University Press, 606 p.
- Vielzeuf, D., et Montel, J. M., 1994, Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, no. 4, p. 375-393.
- Waldbaum, D. R., et Thompson, J. B., 1968, Mixing properties of sanidine crystalline solutions. II: Calculations based on volume data: *American Mineralogist*, v. 53, p. 2000-2017.

- White, R. W., Pomroy, N. E., et Powell, R., 2005, An in situ metatexite–diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, no. 7, p. 579-602.
- White, R. W., Powell, R., et Holland, T. J. B., 2007, Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 25, no. 5, p. 511-527.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., et Worley, B. A., 2000, The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K_2O – FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O – TiO_2 – Fe_2O_3 : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 18, no. 5, p. 497-511.
- White, R. W., Powell, R., et Johnson, T. E., 2014, The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a–x relations for manganese-bearing minerals: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 32, no. 8, p. 809-828.
- White, R. W., Stevens, G., et Johnson, T. E., 2011, Is the crucible reproducible? Reconciling melting experiments with thermodynamic calculations: *Elements*, v. 7, no. 4, p. 241-246.
- Whitney, D. L., et Evans, B. W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 95, no. 1, p. 185-187.
- Whitney, P. R., et Olmsted, J. F., 1988, Geochemistry and origin of albite gneisses, northeastern Adirondack Mountains, New York: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, no. 4, p. 476-484.
- Whitney, P. L., et Olmsted, J. F., 1993, Bedrock geology of the Au Sable Forks Quadrangles, Northeastern Adirondack Mountain, New York: New York State Education Department.
- Williams, P. J., 2010a, Classifying IOCG deposits, in Corriveau, L., and Mumin, A. H., eds., *Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global analogues*: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 13-22.
- Williams, P. J., 2010b, "Magnetite-group" IOCGs with special reference to Cloncurry (NW Queensland) and northern Sweden: Settings, alteration, deposit characteristics, fluid

- sources, and their relationship to apatite-rich iron ores, in Corriveau, L., and Mumin, A. H., eds., *Exploring for iron oxide copper–gold deposits: Canada and global analogues*: Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 23-38.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H. S., et Marschik, R., 2005, Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin: *Economic Geology* v. 100th Anniversary Volume, p. 371–405.
- Winter, J. D., 2001, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*: Prentice-Hall Inc., 663 p.
- Wodicka, N., Corriveau, L., et Stern, R. A., 2004, SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Bondy gneiss complex: Evidence for circa 1.39 Ga arc magmatism and polyphase Grenvillian metamorphism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Québec: *Geological Society of America Memoirs*, v. 197, p. 243-266.
- Wu, C. M., et Zhao, G. C., 2006, The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, no. 4, p. 297-307.
- Wynne-Edwards, H. R., 1972, The Grenville Province, in Price, R. A., and Douglas, R. J., eds., *Variations in tectonic styles in Canada*: Geological Survey of Canada Special Paper 11, p. 263-334.
- Zaleski, E., et Froese, E., 1991, Metamorphic petrology of Fe-Zn-Mg-Al alteration at the Linda volcanogenic massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba: *The Canadian Mineralogist*, v. 29, p. 995-1017.
- Zeh, A., Holland, T. J. B., et Klemd, R., 2005, Phase relationships in grunerite–garnet-bearing amphibolites in the system CFMASH, with applications to metamorphic rocks from the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, p. 1-17.
- Zen, E.-A., 1966, Construction of pressure-temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers - a geometric approach: *Bulletin*, v. 1225, p. 56.

ANNEXE A – COMPOSITION DES FACIÈS D'ALTÉRATION NA

Tableau 6.1: Composition des faciès d'altération sodique du Grand Lac de l'Ours utilisé dans cette étude (mol %) (protolithe : SB = Southern Breccia, CB = Carbonate Mountain, EBG = Echo Bay Gossan, And = Andesite, Por = Porphyry, Rhy = Rhyolite, Gran = Granitic, Sed = Sedimentary, Unk = Unknown, Vol = Volcanic LG = LaBine Group)

Sample	10CQA 1375A02	CQA05 0121A	CQA05 0124C	CQA05 0208B	09CQA 1046F01	CQA06 0330A	09CQA 0093A3	09CQA 1059H04
Système	Terra	Mag Hill	Mag Hill	Des Monts	Dennis		Cole	Esther
Protolithe	And	And	And	And	Sed	And	Rhy	Gran
Faciès	Na (HT)	Na (HT)	Na (HT)	Na (HT)	Na (HT)	Na (HT)	Na (HT)	Na (HT)
SiO ₂	65.88	66.62	70.24	68.91	70.75	68.48	68.95	72.35
TiO ₂	0.48	0.86	1.23	0.03	0.04	0.08	0.46	0.04
Al ₂ O ₃	10.50	12.71	12.61	13.07	11.34	12.37	10.23	12.73
FeO _t	1.73	0.89	0.74	0.17	0.43	0.87	1.07	0.35
Fe ₂ O ₃	1.93	0.99	0.82	0.19	0.48	0.97	1.18	0.38
MnO	0.07	0.17	0.06	0.02	0.04	0.09	0.02	0.02
MgO	0.28	0.75	0.46	0.07	0.60	0.92	2.33	0.45
CaO	9.10	3.51	1.06	1.88	2.37	2.43	1.55	0.90
Na ₂ O	9.12	9.46	9.85	10.11	10.21	9.87	9.43	10.56
K ₂ O	0.15	0.66	0.70	0.90	1.16	0.47	1.39	0.64
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
LOI	2.41	4.18	2.88	4.73	2.91	4.21	4.35	1.82
S	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	99.25	100.80	101.15	100.13	98.51	99.36	98.95	99.85

